

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA A. C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Modelo Geofísico-Estructural de la Porción Norte
del Graben de Colima**

Tesis que presenta

Alejandro Cruz Rosas Palafox

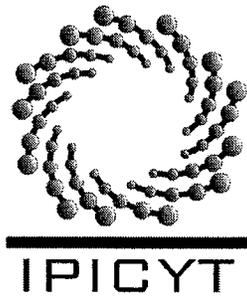
Para obtener el grado de

Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la tesis

Dr. Vsevolod Yutxis

San Luis Potosí, S.L.P., Julio 2016



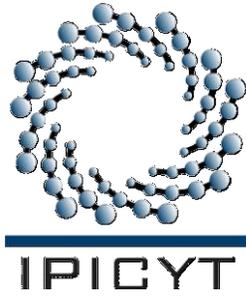
Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "**Modelo Geofísico-Estructural de la Porción Norte del Graben de Colima**" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Alejandro Cruz Rosas Palafox** y aprobada el **trece de julio del dos mil dieciséis** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Vsevolod Yutsis
Director de la tesis

Dr. Héctor López Loera
Miembro del Comité Tutorial

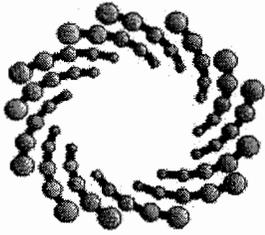
Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geofísica de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Vsevolod Yutsis.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 017 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 13 días del mes de julio del año 2016, se reunió a las 17:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Héctor López Loera

Presidente

IPICYT

Dr. Pablo Dávila Harris

Secretario

IPICYT

Dr. Vsevolod Yutis

Sinodal

IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Alejandro Cruz Rosas Palafox

sobre la Tesis intitulada:

Modelo Geofísico-Estructural de la Porción Norte del Graben de Colima

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutis

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 18:15 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 13 días del mes de julio de 2016.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



Dedicatorias

A mi familia. Testigos de mi historia de vida, apoyo constante y origen de mis caminos. Comparto con ustedes todos mis éxitos

Agradecimientos

Al Dr. Vsevolod Yutsis, por haber dirigido esta tesis, sus valiosas enseñanzas, su tiempo y seriedad, pero sobre todo por sus consejos de vida y calidad humana.

Al Dr. Román Álvarez Béjar por su apoyo y confianza para integrarme dentro del proyecto que dio origen a la investigación que presento.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante mis estudios

A la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), por ofrecerme las herramientas necesarias para poder crecer académicamente durante mi estancia en la maestría.

Al proyecto PAPIIT/UNAM (2013-2014): “Estudios estructurales del Bloque de Jalisco: Gravimetría, Fase 1-2 y fase de Modelación” por financiar mi investigación.

A la Dra. Birgit Steinich por ser para mí el ejemplo que me motivó a incursionar en la ciencia.

A la amistad de mis compañeros del IPICYT: Jesús Galván, Sonia Rivera, Claudia Peredo, Joselin Almaguer, Cecilia Villaseñor, Nereida de la Paz, Gilberto Thomson, Mariela Vargas, Karen Barrera y Rosaira Cruz.

A mis amigos Scouts de S.L.P.: Gerardo Lugo, Laura Ramírez, Olaf López, Kevin Canseco, Félix Aguilar y Akemi Cuevas, por acompañarme en la vida fuera de las aulas.

Al personal administrativo: Ivonne Cuevas, Edith Rodríguez y Gaby Pérez, por atender amable y eficazmente todos mis trámites.

Al M.C. David Torres, técnico del laboratorio de geofísica, por la orientación que me brindó en el manejo del software y asesoría técnica.

CONTENIDO

Constancia de aprobación de tesis	i
Créditos Institucionales	ii
Acta de Examen	ii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras.....	ix
Lista de Tablas.....	x
Resumen.....	xi
Abstract	xii
1. GENERALIDADES.....	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Localización	2
1.4. Hipótesis	3
2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO.....	4
2.1. Geología	4
2.1.1. Rocas Volcánicas	4
2.1.2. Rocas Sedimentarías.....	5
2.1.3. Estructura y vulcanismo del Graben de Colima	5
2.2. Marco Tectónico.....	6
2.2.1. Tectónica del Oeste de México.....	6
2.2.2. Estructuras tectónicas asociadas al Graben de Colima	8
2.2.3. Origen del Graben de Colima	9
2.2.4. Porción Norte del Graben de Colima	10
3. MARCO TEÓRICO.....	11
3.1. Método Magnético.....	11
3.1.1. Fundamento Físico	11
3.1.2. El Campo Geomagnético.....	13
3.1.3. Magnetismo de las Rocas.....	16
3.1.4. Campo Magnético Residual.....	18
3.1.5. Filtros matemáticos aplicados en el procesamiento de datos magnéticos	19

3.2. Gravimetría	21
3.2.1. Densidad de las Rocas	21
3.2.2. Método Gravimétrico.....	22
3.2.3. Correcciones gravimétricas	23
3.2.4. Anomalía de Aire Libre	26
3.2.5. Anomalía de Bouguer	26
3.2.6. Anomalía de Bouguer Completa.....	27
4. METODOLOGÍA.....	28
4.1. Magnetometría Aérea	28
4.1.2. Procesamiento	29
4.1.3. Espectro de Potencia y Profundidad de las Fuentes	29
4.2. Gravimetría	30
4.2.1. Gravedad Terrestre	30
4.2.2. Gravedad Satelital	32
4.3. Procesamiento	32
4.4. Determinación de las densidades	33
4.5. Modelación.....	34
5. RESULTADOS	36
5.1. Magnetometría Aérea	36
5.1.1. Campo Magnético Residual.....	36
5.1.2. Campo Magnético Residual Reducido al Polo (CMRRP)	37
5.1.3. Lineamientos Aereomagnéticos.....	38
5.1.4. Primera Derivada Vertical	40
5.1.5. Primera Derivada Horizontal.....	42
5.1.6. Señal Analítica.....	43
5.1.7. Dominios Aeromagnéticos	45
5.1.8. Espectro de Potencia.....	45
5.2. Gravimetría	48
5.2.1. Gravedad terrestre.....	48
5.2.2. Gravedad Satelital	51
5.3. Modelos Gravimétricos	57
5.3.1. Perfil A-A'	58

5.3.2. Perfil B-B'	60
5.3.3. Perfil C-C'	61
5.4. Mapa Estructural de la Porción Norte del Graben de Colima.....	63
5.5. Topografía del Basamento.....	64
5.5.1. Basamento generado a partir de datos de gravedad satelital	65
5.5.2. Basamento generado a partir de datos aereomagnéticos	67
5.5.3 Perfiles del Basamento	68
6. CONCLUSIONES.....	71
REFERENCIAS.....	73

Lista de Figuras

Figura 1. Área de Estudio.....	2
Figura 2. Geología.....	4
Figura 3. Marco Tectónico Regional.....	7
Figura 4. Distribución de las Estaciones Gravimétricas Medidas en Campo	31
Figura 5. Equipo Utilizado en las Mediciones Gravimétricas.....	32
Figura 6. Campo Magnético Residual	36
Figura 7. Campo Magnético Residual Reducido al Polo	37
Figura 8. Lineamientos Magnéticos.....	39
Figura 9. Diagrama de Rosetas de Lineamientos Aeromagnéticos.....	40
Figura 10. Primera Derivada Vertical del CMRP Continuado Ascendentemente a 1km.	41
Figura 11. Diagrama de Rosetas de Lineamientos Aeromagnéticos de la 1aDv Continuada 1000m.	42
Figura 12. Primera Derivada Horizontal del CMRP, Continuada Ascendentemente 500 m.	43
Figura 13. Señal Analítica del CMRP, Continuada Ascendentemente 500m.	44
Figura 14. Dominios Aereomagnéticos (DAM).	45
Figura 15. Ubicación de las Pendientes en el Espectro de Potencia Promediado Radialmente.	47
Figura 16. Mapa de Anomalía de Bouguer Completa.	49
Figura 17. Mapa de Anomalía Residual.	50
Figura 18. Mapa de Anomalía de Bouguer.....	52
Figura 19. Mapa Residual de la Anomalía de Bouguer.	53
Figura 20. Primera Derivada Vertical	55
Figura 21. Primera Derivada Horizontal (1zDh) de Gravedad.....	56
Figura 22. Perfiles Gravimétricos.	58
Figura 23. Perfil A-A'	59
Figura 24. Perfil B-B'	61
Figura 25. Perfil C-C'	62
Figura 26. Mapa Estructural de las Principales Fallas de la Porción Norte del Graben de Colima.	64
Figura 27. Mapa de Topografía del Basamento Generado a Partir de la Anomalía de Bouguer.....	65
Figura 28. Diagrama de Rosetas de Lineamientos Estructurales del Basamento.....	66
Figura 29. Mapa de Topografía del Basamento Generado a Partir de Magnetometría aerea.	67
Figura 30. Diagrama de Rosetas de Lineamientos Estructurales del Basamento.....	68
Figura 31. Perfiles del Basamento.	69

Lista de Tablas

Tabla 1. Características de los Vuelos Aeromagnéticos	28
Tabla 2. Densidades Utilizadas en la Modelación Gravimétrica.....	34
Tabla 3. Espesores y Longitudes de las Unidades Geológicas del Perfil A-A'	59
Tabla 4. Espesores y Longitudes de las Unidades Geológicas del Perfil B-B'	60
Tabla 5. Espesores y Longitudes de las Unidades Geológicas del Perfil C-C'	63

Resumen

Palabras Clave: Graben de Colima, Geofísica, Gravimetría, Aeromagnetometría, Rift de Colima.

La presente investigación se realizó en la porción norte del Graben de Colima, donde se aplicaron métodos geofísicos potenciales (Magnetometría Aérea y Gravimetría) con el objetivo de definir la estructura interna del graben y las fallas geológicas asociadas.

La información generada a partir del procesamiento de los datos Aeromagnéticos mostró lineamientos magnéticos correlacionados a posibles fallas geológicas. Se identificaron seis Dominios Aeromagnéticos (DAM), de los cuales, los asociados a la porción norte del Graben de Colima son: DAM II, localizado en la parte central, correspondiente a rocas vulcano-sedimentarias; y DAM IV, localizado en el flanco occidental, asociado a flujos basáltico-andesíticos

El análisis del mapa de Anomalía Residual de Bouguer permitió delimitar la fosa del graben, identificándola como una zona de anomalías negativas (-7 a -3.8 mGal), mientras que los flancos se caracterizaron por presentar anomalías positivas (> 2.4 mGal). Se realizaron tres perfiles gravimétricos que muestran variaciones del espesor del relleno sedimentario (2100 m al N y 2200 m hacia la parte central) y fallas internas inferidas. Se utilizó información de gravedad satelital para observar el comportamiento de las estructuras geológicas regionales. Se generaron dos mapas de la topografía del basamento (basamento magnético y basamento gravimétrico), mostrando profundidades de: -2090 a -3400 m y 1931 a -4274 m respectivamente.

El análisis conjunto de los métodos geofísicos aplicados demostró ser útil para lograr los objetivos propuestos. Con la investigación presentada se actualizan y amplían las interpretaciones de la Porción Norte del Graben de Colima y se sientan las bases para futuras investigaciones.

Abstract

Keywords: Colima Graben, Geophysics, Gravimetry, Aeromagnetic, Colima Rift.

This research was conducted in the northern portion of Colima Graben, where potential geophysical methods (magnetic airborne and gravity) were applied in order to define the internal structure of the graben and the geological faults associated.

The information generated from the processing of magnetic airborne data showed magnetic lineaments that were associated with possible geological faults. Six magnetic domains (DAM) were identified, the ones associated with the northern portion of Colima Graben are: DAM II, corresponding to volcano-sedimentary rocks; and DAM IV correspond to basaltic-andesite flows.

The analysis of the Residual Bouguer anomaly map, allowed to delimit the graben's pit, identifying it as an area of negative anomalies (-7 to -3.8 mGal), while the flanks were characterized by positive anomalies (> 2.4 mGal). Three gravity profiles were performed, showing variations in the thickness of the sedimentary infill (2100 m in the northern and 2200 m towards the central part) and inferred internal faults.

Satellite gravity information was used to observe the behavior of the regional geological structures. Two maps of the topography of the basement were generated (magnetic and gravity), showing depths from -2090 to -3400m and -1931 to -4274m respectively.

The set of geophysical methods applied to the analysis proved to be useful in achieving the objectives. The presented research updates and expands the interpretations of the northern portion of Colima Graben and sets a basis for future research.

1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

El Graben de Colima es uno de los tres sistemas de graben que se interceptan 50 km al SW de la Ciudad de Guadalajara, en la zona llamada “triple unión”. Su extensión es de 190 km de largo y 20 a 65 km de ancho, recubre la prolongación de las placas de Ribera y Cocos (Allan, 1986). Según algunos autores (Allan, 1981; Luhr y Carmichael, 1981; Luhr et al., 1983), el Graben de Colima podría representar la iniciación de un rifting alejado del continente al SW de México, responsable de la separación del bloque Jalisco (Luhr et al, 1985; Bandy et al., 1995). De acuerdo a su topografía, geografía y estructura el Graben de Colima se divide en tres porciones: sur, central y norte (Allan, 1986), siendo la porción norte la de principal interés para la presente investigación.

La porción norte del Graben de Colima tiene una extensión de 70 km de longitud y 20 km de ancho. Consiste de una cuenca bien definida flanqueada por fallas normales escarpadas con orientación N-S predominantemente (Allan, 1986). Estudios anteriores se han referido a esta región como “Depresión Sayula” (Díaz and Mooser, 1972), o el “Graben Sayula” (Herrera, 1967).

Se han realizado estudios en sitios vecinos (Allan, 1986; Bandy et al 1993; Pacheco et al, 1999; Urrutia-Fucugauchi et al, 1999; Garduño-Monroy et al, 1998; Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998; López-Loera et al., 2010; 2011), el más cercano al área estudiada fue realizado por Allan (1985), el cual consistió en un estudio gravimétrico en el norte del Graben de Colima cuya aportación principal fue la estimación del espesor del relleno sedimentario ($\approx 900\text{m}$).

Esta investigación formó parte del proyecto PAPIIT/UNAM (2013-2014): “Estudios estructurales del Bloque de Jalisco”, y en ella se presenta una nueva interpretación estructural de la porción norte del Graben de Colima mediante la aplicación de métodos geofísicos potenciales (gravimetría y magnetometría aérea), apoyados con el análisis de modelos digitales de elevación, datos de

gravimetría satelital y de información bibliográfica proveniente de estudios geológicos y geofísicos realizados en las cercanías del área.

1.2. Localización

El área de estudio se sitúa entre las coordenadas: -104.00° , -103.00° W y 19.50° , 20.50° N. Limita al NW con el Graben Tepic-Zacoalco, al NE con el Graben de Chapala y al sur con el volcán Nevado de Colima (Figura 1). Abarca casi en su totalidad al estado de Jalisco y en una mínima proporción a los estados de Michoacán y Colima.

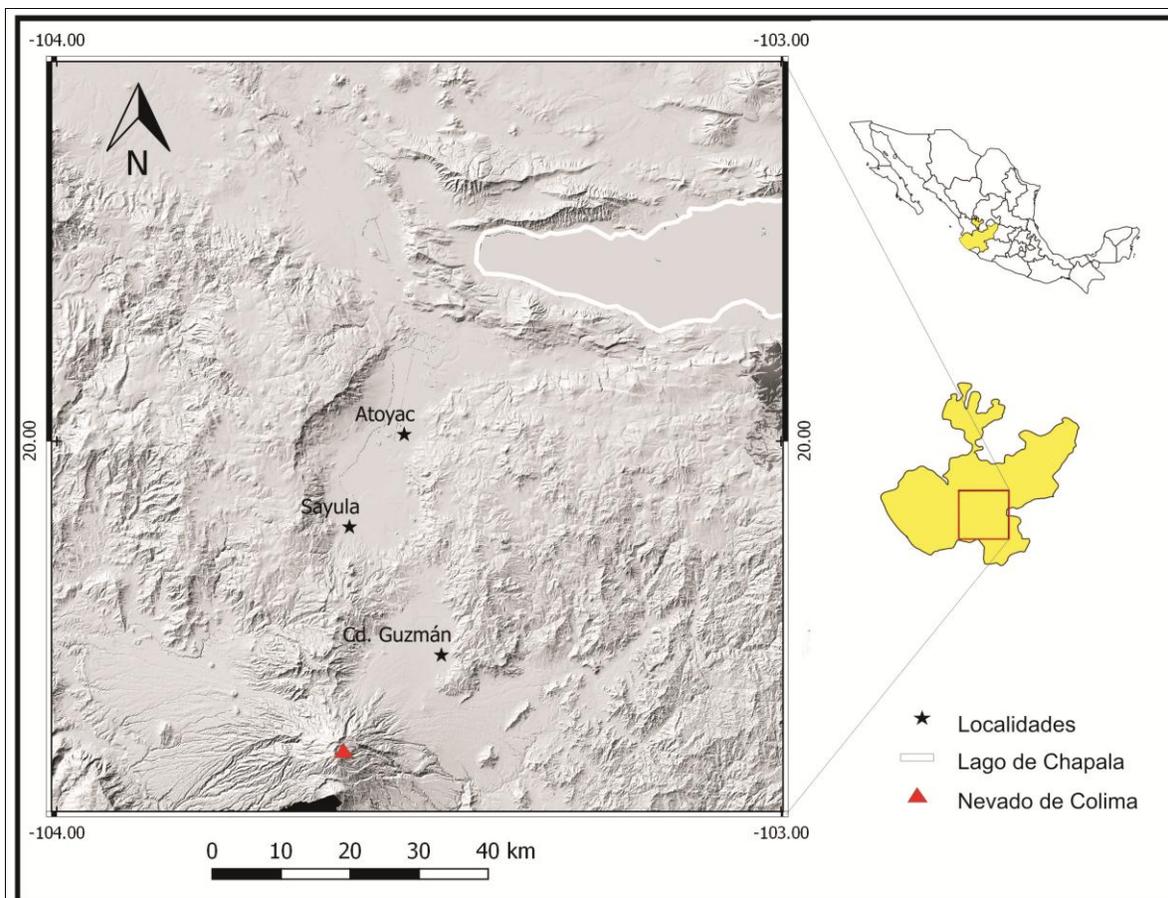


Figura 1. Área de Estudio (Sistema de Coordenadas Geográficas WGS 84).

1.3.1. Objetivo general:

- Proponer un modelo geofísico-estructural que actualice las interpretaciones de la porción norte del Graben de Colima mediante la aplicación de

métodos geofísicos potenciales (gravimetría terrestre, gravimetría satelital y aeromagnetometría)

1.3.2. Objetivos particulares:

- Generación de modelos geofísicos y estructurales
- Delimitación del sistema de fallas asociadas al graben
- Estimación del espesor del relleno sedimentario del graben
- Estimación de la profundidad del basamento a partir de modelos gravimétricos y magnéticos

1.4. Hipótesis

El análisis de la información geofísica obtenida de la porción norte del Graben de Colima permitirá interpretar su estructura a profundidad (bloques de falla, espesor del relleno sedimentario y basamento) y proveerá información para la comprensión de los procesos tectónicos que han actuado.

2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

2.1. Geología

Las rocas más antiguas del área corresponden a secuencias sedimentarias y vulcano-sedimentarias del Terreno Guerrero, constituidas por areniscas rojas y conglomerados de tobas y calizas. Sobre esta unidad se encuentra una secuencia vulcano-sedimentaria (Formación Tepalcatepec) que consta de conglomerados y areniscas con intercalaciones eventuales de ignimbritas andesíticas y riolíticas. Las unidades anteriores están parcialmente intrusionadas por el Batolito Puerto Vallarta y pequeños intrusivos del Eoceno (Servicio Geológico Mexicano, 2000).

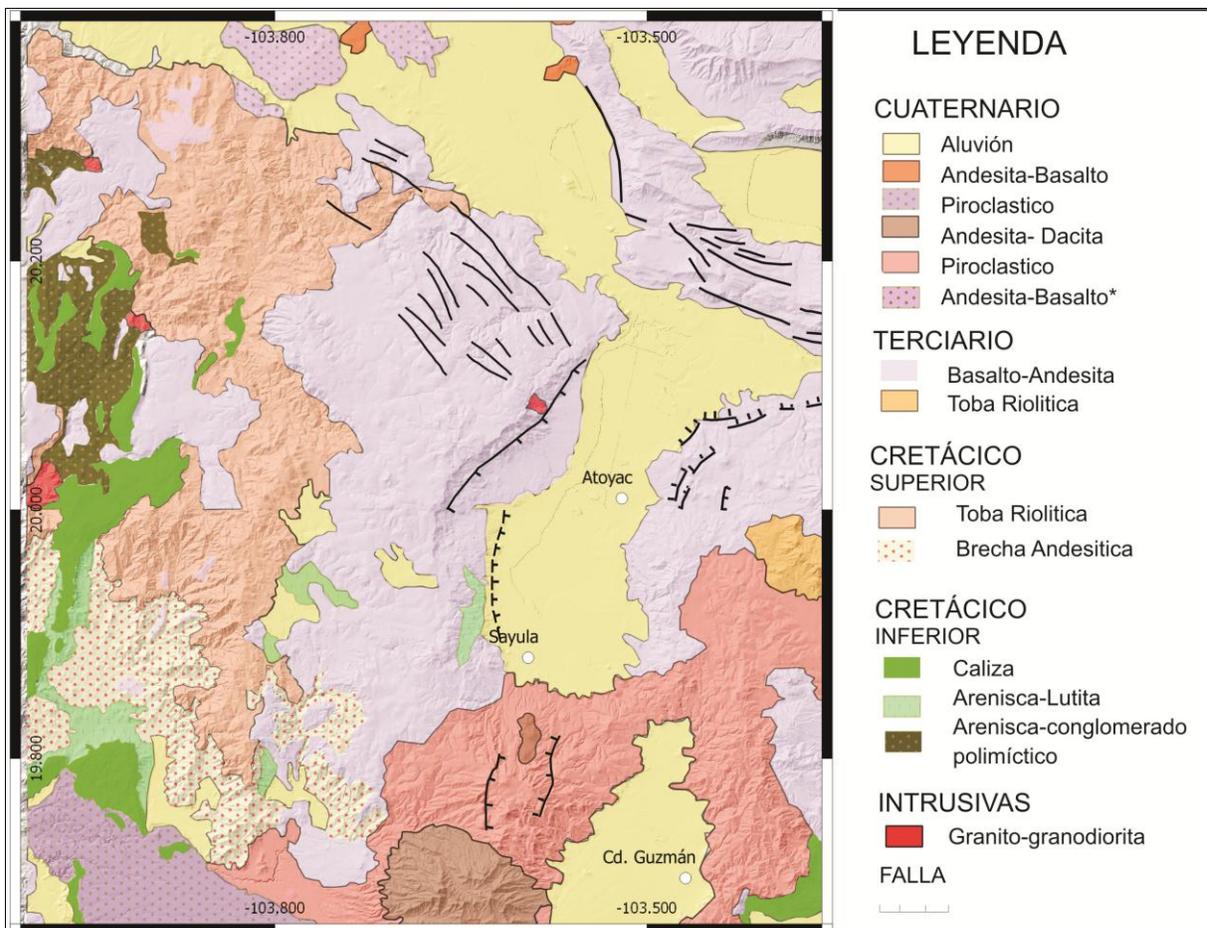


Figura 2. Geología del área de estudio. Modificada de: Servicio Geológico Mexicano, 2000

2.1.1. Rocas Volcánicas

Las rocas volcánicas son mayormente lavas, pero también incluyen tobas de caída y ocasionalmente arenas volcánicas no consolidadas (Servicio Geológico

Mexicano, 2000). Las formas volcánicas incluyen estratovolcanes (Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima), domos, conos de lava y conos de ceniza. La mayoría de las estructuras volcánicas están compuestas de rocas andesíticas (Allan, 1986). Las lavas abarcan un amplio rango composicional y mineralógico que van de calco-alcalinas a alcalinas (Servicio Geológico Mexicano, 2000).

La aspereza de los cristales en las cenizas biotita-hornblenda, indican una fuente eruptiva que podría provenir del volcán Cántaro y el Nevado de Colima, así como algunos domos cercanos (Allan, 1986).

El extremo norte del Graben de Zacoalco está cubierto por la Ignimbrita Acatlán, la cual se distingue por presentar múltiples fracturas, escoria andesítica negra y pumitas de riódacita (Allan, 1986). Desde el plioceno temprano, lavas alcalinas hicieron erupción en cercana asociación con lavas calco-alcalinas. Las lavas alcalinas afloran en todo el interior del Graben de Colima y forman pequeños conos de ceniza (Allan, 1986).

2.1.2. Rocas Sedimentarias

Intercalación de brechas volcánicas, conglomerados, wackes, arguilas y lutitas son expuestas en las paredes del norte del graben. Los clastos de las brechas y conglomerados son predominantemente andesíticos y aparecen en una matriz de fragmentos volcánicos (Allan, 1986).

Las rocas más antiguas del área corresponden a secuencias sedimentarias y vulcano-sedimentarias del Terreno Guerrero, las cuales están constituidas por areniscas rojas y conglomerados formados por clastos de tobas y calizas (Servicio Geológico Mexicano, 2000).

2.1.3. Estructura y vulcanismo del Graben de Colima

El Graben de Colima contiene productos volcánicos típicamente encontrados en ambos entornos, extensional (relacionado a rift) y compresional (relacionado a subducción). A pesar de que lavas alcalinas son ocasionalmente encontradas en arcos volcánicos, muchas lavas alcalinas son asociadas con rifting continental

intraplaca o islas oceánicas (Carmichael et al., 1974). Los lamprófidos y la pholopite-kalsilite-ankaratrite (PKA) raramente ocurren en arcos calco-alcalinios. Las lavas alcalinas del Graben de Colima son vistas como una manifestación de un proceso de rifting y no de subducción. Por lo tanto, la aparición de volcanismo alcalino en el Mioceno Tardío, Plioceno Temprano es consistente con la extensión regional (rifting del Cinturón Volcánico Mexicano) operando para este tiempo (Allan, 1986).

La Porción Norte del Graben de Colima incluye hacia el sur a los volcanes: El Cántaro y Nevado de Colima, los cuales forman parte del Complejo Volcánico de Colima (CVC). Álvarez y Yutis V. (2015), basados en estudios geofísicos sostienen que la migración volcánica del CVC hacia el sur, se origina en una zona de subducción entre los límites de las placas de Rivera y Cocos.

2.2. Marco Tectónico

2.2.1. Tectónica del Oeste de México

La tectónica regional del presente estudio se engloba dentro del oeste de México (Figura 3), la cual se caracteriza por la interacción de las placas Rivera, Cocos y Norteamérica (Pardo y Suarez, 1993). Dado que las características de cada placa son diversas, a continuación se aborda cada una de ellas.

Placa de Rivera. Surgió como resultado progresivo de la fragmentación de la placa Farallón al acercarse la dorsal Pacífico-Farallón a la zona de subducción oeste de Norteamérica (Atwater, 1970). Sus límites están definidos; al norte, por la zona de fracturas de Tamayo; al este, por la trinchera Mesoamericana, que a su vez la separa de la placa Norteamericana; al oeste, por la dorsal Pacífico-Rivera, que la separa de la placa del Pacífico; en su borde suroeste está limitada por la zona de fractura de Rivera (Atwater, 1970; Michaud et al., 1997; DeMets and Traylen, 2000). La localización precisa de los límites de la placa de Rivera y Cocos no es evidente

(Shing y Nishenko. 1985), algunos investigadores (Bourgios y Michaud, 1991), afirman que no es posible asociarla a ningún rasgo batimétrico, por otra parte, Bandy (1992) ha sugerido que el graben el Gordo podría ser dicha frontera y que la unión más oriental entre la zona de fracturas Rivera y la dorsal del Pacífico estaría localizada a ~165 km al oeste de la fosa.

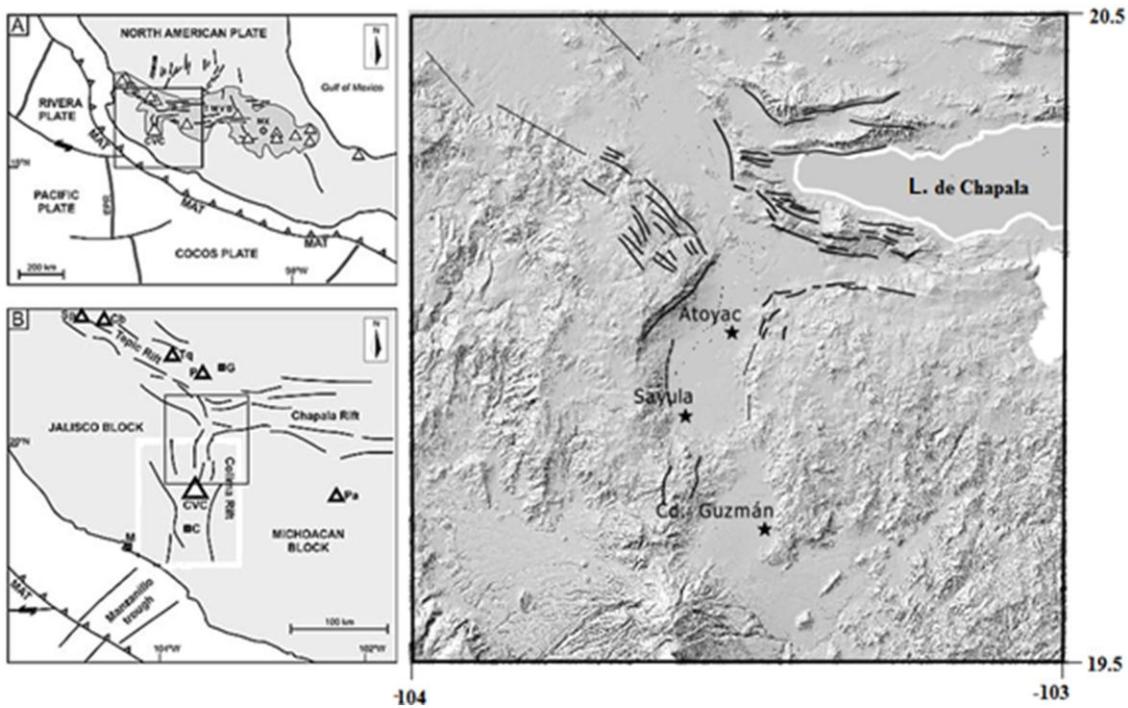


Figura 3. Marco tectónico regional. --- Falla geológica; CVC: Complejo volcánico Colima; MAT: Trinchera Meso-Americana. Modificado de: Norini et al., 2010.

La tasa de convergencia entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica se ha explicado mediante dos modelos. El primero propuesto por DeMets y Stein (1990), sugiriendo un valor entre 2.0 y 3.3 cm/año, en una ubicación cercana al extremo sur de la zona de subducción de la placa de Rivera y Norteamérica, mientras que dicha tasa es de entre 0.6 y 1.7 cm/año en el extremo norte. El segundo modelo corresponde a una tasa de convergencia alta de 5.0 cm/año cercano al extremo sur de la zona de subducción, y de entre 2 y 3 cm/año en el extremo norte. Por otra parte, Kostoglodov y Bandy (1995) propusieron que la velocidad de convergencia entre ambas placas es variable y aumenta la oblicuidad al noroeste de la zona de subducción.

Placa de Cocos. Su formación resultó del rompimiento de la placa Farallón hace aproximadamente 23 ma (Manea et al., 2013). La más compleja región de la Placa de Cocos es la zona de subducción de la Trinchera Mesoamericana, la cual tiene características geométricas inusuales (subducción plana vs subducción empinada), diferentes tasas de subducción y un vulcanismo peculiar. La placa oceánica de Cocos subduce bajo la corteza continental y oceánica a tasas de 50-90 mm/año, dependiendo su ubicación a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (la tasa de subducción aumenta al sureste). Su edad también aumenta hacia el sureste a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, pero luego disminuye cerca del final del margen (comienza a los 10 ma cerca de Guatemala, y disminuye a 15 ma cerca de Costa Rica).

2.2.2. Estructuras tectónicas asociadas al Graben de Colima

Rift de Chapala. Desarrollado a principios del Mioceno, contiene el lago natural de Chapala a 1500 m de altitud, de 115 km de largo y de 10 a 25 km de ancho. Este graben se extiende 90 km hacia el oriente del punto triple, donde se ensancha y muestra una transición de fallamiento en bloque a fallamiento en escalón con orientación NE de fallas transformantes (Luhr et al., 1985). Rosas Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998), basados en un estudio estratigráfico y tectónico, proponen un modelo para el desarrollo del rift de Chapala que implica una combinación de la deformación extensional lateral izquierda junto con procesos erosivos y volcánicos, los cuales han contribuido a dar forma a la cuenca. Ellos sugieren que el lago de Chapala es un remanente de un gran paleo-lago en Jalisco.

Rift de Tepic-Zacoalco. Con orientación NW, consiste de un corredor de aproximadamente 50 km por 250 km, es uno de los brazos del sistema triple de rift en el oeste de México (Frey et al., 2007). Urrutia-Fucugauchi y González-Morán (2006), por medio de un análisis de imágenes aeromagnéticas sobre el sector noroeste del rift de Tepic-Zacoalco documentan un patrón de alineamiento NE-SW perpendicular al límite inferido entre el bloque de Jalisco y la Sierra Madre Occidental. Los estudios detallados estructurales documentan una tectónica

esencialmente extensional para los sistemas de fallas del rift Tepic-Zacoalco durante el Plioceno-Cuaternario (Nieto-Obregón et al., 1992; Quintero-Legorreta et al., 1992; Ferrari et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997), aunque en el Mioceno medio y tardío ocurrió una deformación transcurrente en esta región (Ferrari, 1995). Por otra parte, Ferrari y Rosas Elguera (2000) concluyen que el rift Tepic-Zacoalco está constituido por una serie de grabens y semigrabens desarrollados en distintos episodios a partir del Mioceno tardío.

El Bloque de Jalisco (Figura 3), es la estructura bajo la que subduce la placa de Rivera, está delimitado por la Trinchera Mesoamericana hacia occidente, la zona del Graben de Colima en la parte meridional y la zona del Graben de Tepic-Zacoalco en la parte oriental, mientras que el borde septentrional no ha sido delimitado con precisión (Núñez Cornú, 2011). Los graben de Tepic-Zacoalco y de Colima se unen con el graben de Chapala, en el límite NE del bloque Jalisco, dando lugar a lo que es esencialmente un punto triple continental, cerca de Guadalajara, formado por la unión de el Bloque de Jalisco, el Bloque de Michoacán y la placa de Norte América (Stock, 1993). El desarrollo del Bloque Jalisco, como bloque independiente, parece estar relacionado geoméricamente con la forma y dinámica de la placa de Rivera, así como también con la evolución del punto triple continental cerca de Guadalajara ya mencionado (Stock, 1993).

2.2.3. Origen del Graben de Colima

La relación del Graben de Colima con los límites de placa cercanos es controversial. Stoiber y Carr (1974); y Carr et al., (1974) proponen que el área del Graben de Colima representa una segmentación del límite del Cinturón Volcánico Mexicano, probablemente relacionada a diferentes geometrías de subducción sobre cualquier parte su frontera. Nixon (1982) señala que debido a las bajas velocidades de subducción de las placas Rivera y Cocos cerca del Graben de Colima se está produciendo una falla de desgarre entre ambas placas, resultando en una extensión cortical la cual da a la formación del Graben de Colima.

Los tres sistemas de graben al SW de México están interrelacionados y representan la iniciación de un rifting de una porción del SW de México. Luhr y

colaboradores (1985) mencionan que la Dorsal del Pacífico Este (DPE) ha sufrido una serie de propagaciones hacia el norte en saltos de cordillera durante los últimos 11 m.a., el Graben de Colima podría representar el último de esos saltos de cordillera envolviendo la DPE (Allan, 1986).

2.2.4. Porción Norte del Graben de Colima

De acuerdo a su topografía, geografía y estructura, el Graben de Colima se divide en tres secciones: Sur, Central y Norte; por otra parte Garduño Monroy y colaboradores (1998) mencionan que el Graben de Colima se divide en dos sectores: meridional y septentrional, cuya división está delimitada por el Complejo Volcánico de Colima (Figura 3).

El norte del Graben de Colima consiste de una cuenca bien definida delimitada por sistemas de fallas normales de tendencia N-S a NNE-SSW que flanquean a las altas mesetas. El piso del graben está cubierto por sedimentos lacustres y lagos efímeros. El relieve del lado oeste del graben es invariablemente más alto que el del lado este, con desniveles más grandes hacia el norte. Fallas normales menores muestran superficies de falla con caídas que exceden de 70 grados, escapes abruptos asociados con fallas mayores son interpretados como fallas normales de alto ángulo (Allan, 1986). Donde el relieve es bajo, los flancos de las mesetas a menudo tienen derrumbes en sus bordes, produciendo pequeños grabens.

La edad de las primeras fallas normales en el Norte del Graben de Colima es desconocida. No hay horizontes que podrían ser rastreados a través de la estructura del graben, por tanto no hay forma directa de estimar el fallamiento interno.

La falta de unidades trazables hace que sea difícil estimar la cantidad de extensión cortical representada por el norte del Graben de Colima. Hansen (1965) relaciona extensión lateral a la sección transversal del área del graben y profundidad de fallas. Para el Graben de Colima, fue asumida una penetración de fallas corticales de 10 a 20 km, la cual cubre el rango predicho u observado por la profundidad del

cambio frágil a dúctil de la deformación cortical en la región Basin and Range (Eaton, 1980 y 1982; Allmendiguer y otros 1983; Stewart, 1978; Brown, 1980). Estos asumieron profundidades de fallas de 1.5 – 3.0 km y 1.7 – 3.3 km (Allan, 1986).

3. MARCO TEÓRICO

3.1. Método Magnético

3.1.1. Fundamento Físico

La fuerza F entre dos polos magnéticos de carga magnética m_1 y m_2 separados por una distancia r viene dada por la ley de Coulomb:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R r^2}$$

Donde μ_0 y μ_R son la permeabilidad magnética del vacío y la permeabilidad relativa respectivamente. La fuerza es atractiva en polos de signo opuesto y repulsiva entre polos del mismo signo. La componente del campo magnético en cada punto viene dada por la derivada parcial del potencial en esa dirección. En el Sistema Internacional (S.I.), las unidades de los parámetros magnéticos se definen en función del flujo de la corriente eléctrica que genera el campo magnético. Cuando una corriente pasa por una bobina, hay un flujo magnético (Am^2) a través de ella, que proviene de una fuerza magnética H . H es la intensidad del campo magnético, que es proporcional a la corriente y al número de vueltas de la bobina e inversamente proporcional a la longitud del hilo ($H=A/m$). H es flujo/volumen = $\text{Am}^2 / \text{m}^3 = A/m$, se expresa pues en A.m^{-1} (S.I.).

La densidad del flujo magnético, medido en un área perpendicular a la dirección del flujo es la inducción magnética o campo magnético B , que es proporcional a H y a la constante μ_0 (permeabilidad magnética). El campo magnético B es la fuerza por unidad positiva de polo en un punto:

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi\mu_R r}$$

El **potencial magnético V** viene dado por:

$$V = \frac{\mu_0 m}{4\pi\mu_R r}$$

Como la ley de Lenz permite relacionar el cambio en el flujo magnético de un circuito con el voltaje existente en si mismo, **B** puede expresarse en voltios s.m⁻². Donde la unidad $Wb\ m^{-2}$ es denominada *Tesla (T)*. El Tesla es muy grande para expresar anomalías causadas por las rocas, normalmente se emplea el nano tesla $nT=10^{-9}\ T$.

La **permeabilidad magnética** (μ), es el producto de μ_0 (en el vacío) y μ_R , la permeabilidad magnética relativa ($\mu = \mu_0\mu_R$). Se expresa en: $Wb\cdot A^{-1}\cdot m^1$

En el sistema cgs la unidad de **fuerza de campo** es el Gauss (G)= $10^{-4}\ Tesla$. El sistema cgs también se emplea la gamma (γ)= $10^{-5}\ Gauss=nT$. El momento de un dipolo magnético **M** viene dado por $M=ml$, donde m es la masa magnética de los polos y l su distancia. En el caso de bobinas es proporcional al número de vueltas, su superficie en corte y la magnitud de la corriente, se expresa en $A\cdot m^2$

Al colocar un cuerpo en un campo magnético este adquiere una **magnetización inducida o polarización**, que resulta del alineamiento de dipolos elementales en la dirección del campo y se pierde una vez que el cuerpo es alejado de dicho campo. La intensidad de la magnetización inducida J_i del material se define como el momento dipolar M , por unidad de volumen $J_i=M/LA$ (L longitud y A área en corte), J_i se expresa en A/m .

La intensidad de la magnetización inducida es proporcional a la fuerza de magnetización del campo que la induce $J_i=kH$, donde k es la **susceptibilidad magnética** del material. Como J_i y H se miden en $A\cdot m^{-1}$, la susceptibilidad no tiene dimensiones.

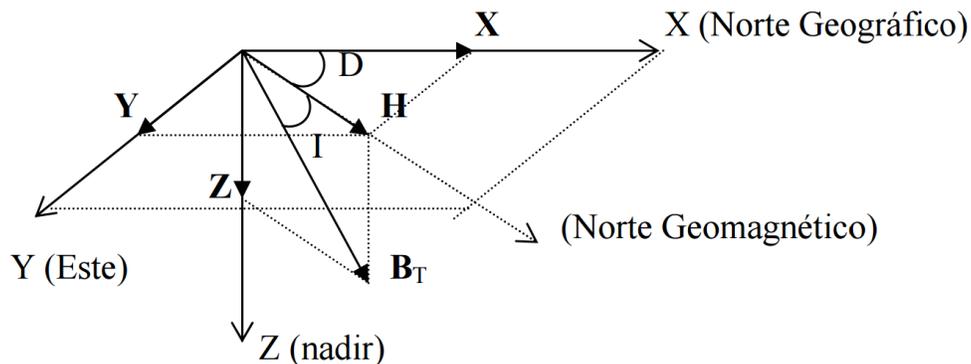
En el vacío la fuerza del campo magnético y la fuerza de magnetización se relacionan por $B = \mu_0 H$, donde μ_0 es la permeabilidad del vacío ($4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H } \mu^{-1}$). El aire y el agua tienen permeabilidades similares al vacío, así que esta relación puede representar el campo magnético terrestre cuando no hay materiales magnéticos. Cuando se sitúa un material magnético en este campo, la magnetización resultante da lugar a un campo magnético adicional en la región ocupada por el material, cuya fuerza viene dada por $\mu_0 J_i$. En el cuerpo, el campo magnético total o inducción magnética es $B = \mu_0 H + \mu_0 J_i$, sustituyendo $J_i = kH$, $B = \mu_0 H + \mu_0 Hk = (1+k)\mu_0 H = \mu_R \mu_0 H$, y la permeabilidad magnética del medio es $\mu = \mu_R \mu_0$, que en el aire y agua es prácticamente 1. Entonces $B = H$.

3.1.2. El Campo Geomagnético

El campo magnético se considera originado en el núcleo externo. La composición de este núcleo es en su mayor parte hierro líquido, con proporciones menores de otros elementos como sílice, azufre u oxígeno. El núcleo interno es hierro sólido puro. La temperatura del núcleo externo excede probablemente los 3000°C , lo cual supera la temperatura de Curie de los materiales más habituales (menos de 700°C). Por lo tanto, no se puede aducir una magnetización en estado sólido para explicar el campo magnético, y debe estar relacionado con corrientes toroidales dentro del núcleo externo (teoría de la dinamo auto inducida). Las componentes no dipolares o las inversiones de polaridad estarían relacionadas con irregularidades en el patrón del flujo de corrientes del núcleo (Campbell, 1997).

El campo geomagnético en un punto es un vector, con magnitud y orientación. La magnitud suele medirse en nano tesla (nT), o en gamma que es una unidad similar. Consecuentemente, el conocimiento del comportamiento del campo geomagnético es necesario tanto en la reducción de los datos magnéticos a un datum y en la interpretación de las anomalías resultantes. El campo geomagnético es geoméricamente más complejo que el campo gravitacional de la Tierra y exhibe variaciones irregulares tanto en la orientación y la magnitud con la latitud, la longitud y el tiempo.

En cualquier punto de la superficie terrestre una aguja magnética suspendida libremente asumirá una posición en el espacio en la dirección del campo geomagnético ambiental. Este generalmente tendrá un ángulo en la vertical y con el norte geográfico. Para describir el vector del campo magnético, se hace uso de los descriptores conocidos como elementos geomagnéticos (Kearey y Brooks, 1992). El campo geomagnético, B_T , es una magnitud vectorial que se puede representar mediante un sistema de ejes coordenado:



H componente horizontal (siempre positiva)

Z componente vertical; (positiva hacia abajo, negativa hacia arriba)

X componente dirección Norte Geográfico

Y componente dirección Este Geográfico

D declinación geomagnética (ángulo entre la dirección del Norte Geográfico y el Norte Geomagnético, positivo hacia el Este); D varía entre 0° y 180° y entre 0° y -180°

I inclinación geomagnética (ángulo entre el plano horizontal y el vector campo geomagnético, positivo hacia abajo); I: varía entre 90° y -90°

Variaciones del Campo Magnético

El campo magnético terrestre sufre variaciones en tiempo y espacio debido a distintos elementos internos y externos.

Variaciones externas. 1) Periódicas: El campo externo está afectado por la actividad del sol y la luna, y son apreciables los días tranquilos, en los que las perturbaciones solares son pequeñas (Udías y Mézcua, 1986). El viento solar

genera un campo en torno a 6 nT, que interactúa con el campo terrestre en la denominada magnetosfera. Las partículas de la ionosfera actúan como fuentes de campos magnéticos externos, que son más intensos en la parte soleada de la Tierra, donde hay más capas. Las variaciones diurnas son causadas por el movimiento de rotación de la Tierra alrededor de su eje y son influenciadas por las mareas atmosféricas. La variación de intensidad producida por estos fenómenos está en torno a 10-30 nT en la superficie de la Tierra, en un período de un día y son máximas en las regiones polares. 2) Las variaciones no periódicas reciben el nombre de tormentas geomagnéticas y son producidas por la emisión por parte del Sol de un aporte mayor de partículas ionizadas que interactúan con la magnetosfera. Las amplitudes pueden llegar a alcanzar los 1000 nT en ΔH y su duración puede ser de varios días (Campbell, 1997).

Variaciones internas. El campo magnético terrestre de origen interno está constituido por varias componentes. La mayor parte del campo (95%) es causado por el núcleo externo terrestre y puede expresarse mediante un dipolo que forma un ángulo de 11.5° con el eje de rotación. Si al campo real se le quita este dipolo el campo residual se puede aproximar a un segundo dipolo, y así sucesivamente (Campbell, 1997). El efecto de cada dipolo puede aproximarse mediante el análisis armónico esférico. Mediante este método se calcula el campo geomagnético internacional de referencia (IGRF), y por tanto el campo teórico. Estos mapas muestran que la intensidad del campo terrestre es altamente dependiente de la latitud. El 5% restante del campo magnético es la componente no dipolar, que decrece de forma importante al alejarnos de la superficie de la Tierra (Campbell, 1997).

Variaciones seculares: son variaciones de largo período que sólo se pueden apreciar comparando valores medios anuales durante un intervalo de años determinado.

3.1.3. Magnetismo de las Rocas

La mayoría de los minerales que conforman las rocas más comunes, exhiben una susceptibilidad magnética muy baja, debiendo estas por lo general su carácter magnético, al pequeño contenido de minerales magnéticos, tales como los de los grupos del hierrotitanio-oxígeno y los sulfuros de hierro. El grupo del hierro-titanio-oxígeno posee una serie de solución sólida de minerales magnéticos desde magnetita (Fe_3O_4) a ulvoespinela (Fe_2TiO_4) y el grupo de los sulfuros de hierro posee el mineral magnético pirrotita (FeS_{1+x} , $0 < x < 0.15$), cuya susceptibilidad magnética depende de la composición. El otro óxido de hierro común, la hematita (Fe_2O_3), tiene un carácter antiferromagnético y no produce por lo tanto anomalías magnéticas, a menos que un antiferromagnetismo se haya desarrollado. El mineral magnético más común es la magnetita, la cual tiene una temperatura de Curie de 578°C . Aunque el tamaño, forma y dispersión de los granos de magnetita dentro de la roca afectan su carácter magnético, es razonable clasificar el comportamiento magnético de las rocas de acuerdo al contenido total de magnetita (Kearey y Brooks, 1992).

En general el contenido de magnetita y, de hecho, la susceptibilidad de las rocas es extremadamente variable y puede haber un considerable traslape entre diferentes litologías. No es usualmente posible identificar con certeza la litología causativa de una anomalía a partir de la información magnética únicamente. Sin embargo, las rocas sedimentarias son efectivamente no magnéticas a menos que ellas contengan una cantidad significativa de magnetita en la fracción mineral pesada. Donde las anomalías magnéticas son observadas sobre áreas con cobertura sedimentaria, las anomalías son generalmente causadas por un basamento ígneo o metamórfico subyacente o por una intrusión dentro de los sedimentos (Kearey y Brooks, 1992).

Susceptibilidad magnética de las rocas

La susceptibilidad magnética (k) es una propiedad tensorial de segundo orden que relaciona la capacidad de magnetización de una sustancia (J) con la magnitud del

campo magnético externo (H) en el que se encuentra. En función de la susceptibilidad existen tres clases de sustancias:

- 1) A escala atómica todos los materiales son magnéticos, ya que cada átomo actúa como un dipolo, debido al giro de los electrones en torno al núcleo y al spin de éstos. En los **materiales diamagnéticos** todos los huecos electrónicos están llenos y no hay electrones desapareados, de modo que al aplicarles un campo magnético las trayectorias orbitales de los electrones giran hasta producir un campo magnético que se opone al aplicado, pero es mucho más débil que este. Por tanto la susceptibilidad de los materiales diamagnéticos es débil y negativa ($k < 0$). La mayor parte de los minerales principales son diamagnéticos: el cuarzo, la calcita, la halita el yeso, el feldespato potásico (Kearey y Brooks, 1992).
- 2) Los **materiales paramagnéticos** son ligeramente magnéticos, caracterizados por susceptibilidades magnéticas pequeñas positivas. En los materiales paramagnéticos la susceptibilidad magnética es inversamente proporcional a la temperatura absoluta según la Ley de Curie. La mayoría de los componentes formadores de las rocas como por ejemplo los silicatos comunes son para- o diamagnéticos. Los granos de materiales para- y diamagnéticos tienden alinearse con sus ejes longitudinales transversal- u oblicuamente con respecto al campo externo aplicado. Los átomos o las moléculas de los materiales paramagnéticos están caracterizados por un momento magnético en ausencia de un campo externo y por una interacción magnética débil pasando entre sus átomos. Normalmente sus átomos están distribuidos al azar, pero aplicando un campo externo tienden alinearse paralelamente a la dirección del campo. Esta alineación es una tendencia, que se opone a su agitación térmica. El paramagnetismo se basa en los espines (momentos magnéticos) no compensados de los electrones, que ocupan capas atómicas incompletas. Minerales paramagnéticos son olivino, piroxeno, anfíbol, granate y biotita (Kearey y Brooks, 1992).
- 3) En los materiales ferri, ferro y antiferromagnéticos debido a la existencia de electrones libres los dipolos asociados con el spin de los electrones

desapareados están acoplados magnéticamente entre átomos adyacentes, dando lugar a un campo molecular, y el grano mineral constituye uno o varios dominios magnéticos. Según la superposición de las órbitas este acoplamiento puede ser paralelo o anti paralelo. En materiales ferromagnéticos los dipolos son paralelos, dando lugar a una fuerte magnetización espontánea, que existe en ausencia de un campo magnético externo, y una susceptibilidad muy alta ($k \gg 0$), como por ejemplo el hierro, el cobalto y níquel. La relación entre la magnetización y el campo magnético externo en los minerales ferromagnéticos da una característica forma de lazo que se conoce como ciclo de histéresis. Bajo campos magnéticos muy altos la magnetización alcanza un valor de saturación (J_s) en el cual los momentos magnéticos individuales están alineados con el campo magnético. Al reducirse a cero el campo magnético el material conserva una parte de la magnetización, y a esa magnetización residual se le denomina remanencia o magnetización remanente (J_r). En materiales antiferromagnéticos como la hematites el acoplamiento es antiparalelo con igual número de dipolos en cada dirección. Los campos magnéticos se cancelan y no hay efectos magnéticos externos (Kearey y Brooks, 1992).

3.1.4. Campo Magnético Residual

Debido a que el campo magnético generado por el núcleo es casi siempre más grande que el de la geología de la corteza, y como este tiene un gradiente significativo en muchas partes de la Tierra, es deseable remover un modelo del campo magnético global a los datos, antes de iniciar con el procesamiento.

El modelo más usado hoy en día es el IGRF, siglas en inglés para denominar al Campo de Referencia Geomagnético Internacional. El IGRF es calculado para los coeficientes de Gauss de orden y grado 10, debido a que se considera que estos pocos términos representan en gran parte el campo magnético generado por el núcleo (Nabighian, 2005).

El IGRF es actualizado cada 5 años e incluye los coeficientes para predecir el campo producido por el núcleo para un futuro inmediato, suponiendo que cada coeficiente cambia linealmente en el tiempo.

Al eliminar la contribución del campo magnético del núcleo la información restante nos proporciona de manera aproximada la contribución del campo magnético de la corteza.

Así entonces, el campo que resulta de eliminar los efectos o contribuciones de la variación diurna y la resta del IGRF, es producto de la distribución de los minerales magnéticos en la corteza (20-30 km), y se le denomina anomalía del campo magnético.

3.1.5. Filtros matemáticos aplicados en el procesamiento de datos magnéticos

Continuaciones

La **continuación ascendente** transforma el campo potencial medido en una superficie, al campo que sería medido en otra superficie más lejana a la fuente. Esta transformación atenúa las anomalías respecto a la longitud de onda y degrada los datos medidos con la finalidad de poder acentuar anomalías originadas por cuerpos profundos, suprimiendo el efecto de los cuerpos someros (Dean, 1958).

Por el contrario si la continuación es hacia abajo (**continuación descendente**) se realzan las anomalías más superficiales y de mayor frecuencia. Se utiliza para el estudio de anomalías concretas, llevando el plano de observación a una profundidad cercana al cuerpo anómalo.

Señal Analítica

Esta técnica, permite resaltar las anomalías magnéticas producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Salem 2005). Es independiente de la dirección de cualquier campo potencial (Nabighaing, 1974).

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x} F(x,y)\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} F(x,y)\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial z} F(x,y)\right)^2}$$

donde: $A(x,y)$: señal analítica. $F(x,y)$: campo gravimétrico

Derivada Vertical

Este algoritmo (Henderson y Ziets, 1949) realiza la información relacionada a altas frecuencias, lo que le permite ser utilizado para resaltar contactos y pequeños rasgos asociados con anomalías magnéticas y se encuentra libre de efectos de estructuras profundas. Este filtro también es llamado gradiente vertical, ya que es la razón de cambio de la anomalía con la altura.

$$L(r) = r^n$$

donde: n = orden de diferenciación, r = número de onda (radianes/unidad de longitud).

Reducción al Polo

La reducción al polo recalcula los datos de intensidad del campo magnético total simulando que tiene una inclinación de 90° , es decir, las anomalías toman aproximadamente la misma forma que sería observada en el polo magnético. Este proceso transforma anomalías monopolares, centradas sobre los cuerpos que las originan, simplificando la interpretación de los datos (SGM, 2008).

El algoritmo matemático para este proceso (Baranov, 1957; Baranov y Naudy 1964) es el siguiente:

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - I * \cos(I) * \cos(D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(la) + \cos^2(la) * \cos^2(D - \theta)] * [\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) * \cos^2(D - \theta)]}$$

donde: I = inclinación, D = Declinación; la = inclinación para corrección de amplitud.

3.2. Gravimetría

3.2.1. Densidad de las Rocas

Las anomalías de gravedad existen sólo en el caso de que las rocas componentes de la región a investigar, se diferencien por su densidad de las rocas de distinta densidad y sus límites no sean horizontales. La diferencia de densidad es la premisa fundamental de la utilización con éxito del método gravimétrico para las investigaciones geológicas.

La diferencia de las densidades de las rocas contenidas y de las densidades de los cuerpos que causan la anomalía gravitatoria se denomina densidad excedente o efectiva, o contraste de densidad.

Los datos sobre la densidad de las rocas de la región que se estudia son necesarios para fundamentar y realizar correctamente los trabajos de prospección gravimétrica, ya que estos permiten valorar el orden de las anomalías esperadas, elegir la red racional de observaciones, etc. Es peculiarmente importante saber la densidad de las rocas en la interpretación geológica de las anomalías gravitatorias.

Se denomina densidad δ de cualquier sustancia homogénea la relación entre la masa m de la sustancia y su volumen V :

$$\delta = \frac{m}{V}$$

la densidad de estas rocas determina su composición química mineralógica.

La densidad de las rocas ígneas fundamentalmente viene determinada por la correlación en las mismas de los minerales relativamente ligeros (cuarzo, feldespatos, nefelina) y pesados férreo-magnéticos (anfíboles, piroxenos, olivino, mica). Por eso, la densidad de las rocas ígneas aumenta con el aumento en su basicidad. Otro factor que influye es la estructura de la roca y el grado de su cristalinidad (Burger *et al.*, 2006).

La densidad de las rocas metamórficas la determina el material inicial y el efecto de los procesos del metamorfismo. En el metamorfismo tanto se puede producir aumento como disminución de la densidad. Por ejemplo, al aumentar la presión en la roca se producen reacciones con disminución de volumen y con ello aumento en su volumen (Burger *et al.*, 2006). Un ejemplo de la disminución de la densidad puede ser el proceso de serpentinización de las rocas ultrabásicas ya que aparecen nuevos minerales de densidad relativamente bajas.

A diferencia de las rocas ígneas y metamórficas, las sedimentarias poseen una mayor porosidad, a excepción de las sedimentaciones hidroquímicas. Por eso, la densidad de las rocas sedimentarias depende considerablemente de su porosidad.

3.2.2. Método Gravimétrico

La gravimetría como método de exploración geofísica investiga las variaciones en la densidad de los materiales subyacentes en la corteza terrestre. El campo gravitacional de la Tierra tiene un valor promedio de 980 cm/s^2 (*gals*) debido a la masa total del planeta, con un rango de variación de aproximadamente 5 *gals*, ó 0.5% de *g*, entre los polos y el ecuador debido a la forma elipsoidal de la Tierra (Telford *et al.*, 1987). De este valor, la mayor contribución proviene de la masa del núcleo y del manto. Solamente 0.3% del valor de *g* se debe a materiales contenidos en la corteza y de esta fracción apenas un 15% (0.05*g*) corresponde a los 5 km de roca más superficiales (Burger *et al.*, 2006). Esta región suele ser el principal objeto de las técnicas de exploración geofísica por contener los cuerpos minerales de valor comercial y estructuras geológicas (fallas, grabens, cuencas sedimentarias) que son de interés en estudios de exploración y riesgo.

La comparación entre el valor medido de la gravedad *g* en un punto contra su valor teórico, suponiendo la Tierra como un cuerpo elipsoidal con densidad homogénea, resulta en diferencias o *anomalías* gravimétricas que pueden relacionarse con los valores locales de la densidad de las rocas. Estas mediciones de la gravedad local pueden interpretarse como la suma de varios efectos globales y regionales. Para poder separar las contribuciones de la señal gravitacional global

es necesario aplicar a las mediciones de g una serie de correcciones geodésicas que eliminan los efectos de la elipticidad de la Tierra, rotación, altitud, mareas lunares y topografía. A partir de esta gravedad reducida, es posible formular hipótesis acerca del tipo de estructuras que mejor se ajustan a dichas observaciones utilizando inversión o modelos matemáticos directos.

Gravedad Absoluta. Se obtiene por medio del uso de una estación base fija de gravedad absoluta conocida (datum) y de la gravedad relativa que el instrumento refleja en cada una de las estaciones. Al comparar las medidas realizadas en todo el campo de estudio con respecto a la estación base se realizan perfiles, mapas o superficies 2D que reflejan los cambios relativos de gravedad entre estaciones de medición (Seigel, 1995).

3.2.3. Correcciones gravimétricas

Gravedad Teórica. También llamada corrección por latitud, está directamente relacionada con la ubicación de la estación ya que depende de la latitud. Debido a que la tierra no es perfectamente esférica, presentado un achatamiento en los polos, la gravedad tiende a aumentar mientras más nos aproximamos a ellos (Seigel, 1995).

De acuerdo con la Formula Internacional de Gravedad (IGF) adoptada por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica en el año de 1980, el valor de g a nivel del mar, es decir, el campo gravitacional normal de la Tierra referido al elipsoide en revolución, varia con la latitud (λ) de la siguiente forma

$$g_{Teo} = 9.780327(1 + 0.0053024\text{sen}^2 2\lambda - 0.0000058\text{sen}^2 2\lambda)ms^2$$

Corrección de Aire Libre

La gravedad disminuye al incrementar la distancia al centro de la Tierra por efecto de la altura z sobre el elipsoide de referencia. El gradiente de la gravedad g con respecto a la distancia R desde el centro del elipsoide, está dado por el siguiente

modelo que recoge los efectos de la elipticidad del planeta, la rotación y la altura h (Burger et al., 2006).

La corrección por altura se calcula para corregir el decrecimiento en la aceleración gravitacional debido al cambio en la distancia al centro de la Tierra

$$C_{Al} = \pm 0.0386 (h)$$

donde h es la altura (sobre el nivel del mar) de la estación.

Corrección por mareas

Las mareas lunares producen variaciones en el valor de la gravedad, medido en un punto que resultan en cambios de ± 0.15 mGal a partir de un valor promedio, y además pueden variar en el tiempo a razones de hasta 0.05 mGal/hora.

Estos efectos pueden predecirse con exactitud y algunas veces ya aparecen incorporados al resultado de la medición según el tipo de instrumento utilizado, o bien puede hacerse uso de software especializado para calcular estos efectos (Rudman et al., 1977).

Corrección de Bouguer

Esta corrección da cuenta de los efectos de la masa de material existente entre el punto de observación y el nivel del mar, asumiendo una placa infinita homogénea de un grosor igual a la elevación z sobre el nivel del mar y una densidad de $\rho = 2.67$ g/cm³, que equivale a la densidad promedio de las rocas de la corteza terrestre (Burger *et al.*, 2006, Heiskanen y Moritz, 1990). El valor de esta corrección es de:

$$C_B = -0.04193\rho h \text{ mGal/m}$$

donde: h es la altura de la estación; ρ es la densidad estimada del medio que se encuentra entre el punto de observación y una superficie de referencia (p. ej. Geoide).

Corrección por Deriva Instrumental

Debido a factores inherentes al diseño del instrumento y a factores externos, como cambios de temperatura, presión, transporte, vibración, etc; cuando se realizan mediciones continuas de la gravedad con los gravímetros de muelle, como el utilizado en esta investigación, se observan diferentes valores para medidas realizadas en una misma localización pero en diferente tiempo. Esta desviación se conoce como la *deriva instrumental*. La deriva instrumental puede ser observada en cambios de periodo largo (meses), dependientes en gran medida de la edad y el uso del instrumento; o también en cambios de periodo corto (horas), dependientes estas últimas de los factores mencionados con anterioridad. Si el tiempo de observación es de pocas horas, se puede considerar que los cambios de periodo corto obedecen a un comportamiento lineal, por lo que el método de interpolación lineal resulta una buena aproximación a fin de realizar la corrección por deriva instrumental (Cantos, 1974).

La corrección por deriva se calcula basándose en el error de cierre entre la primera y la última lectura de base en cada

$$D = [(Rb2 - Rb1)] / (Tb2 - Tb1)$$

donde:

D	Deriva en miligales/ (unidad de tiempo)
Rb1	Lectura base 1, marea y altura del instrumento corregida.
Tb1	Tiempo base 1
Rb2	Lectura base 2, mareas y altura del instrumento corregidas.
Tb2	Tiempo base 2

Corrección por efectos de topografía

Estas correcciones requieren un conocimiento local y regional del relieve del terreno que rodea la estación con el objetivo de obtener una corrección de Bouguer completa. Las ondulaciones de la topografía con respecto al nivel de un

punto de observación producen variaciones en el valor medido de g debido a excesos y deficiencias de masa en la vecindad del punto de interés. Esta corrección se verifica por el método de Hammer (1939) que calcula los efectos gravitacionales que un anillo de grosor igual a la altura topográfica relativa z , densidad de la corteza ρ , radio interior R_i , y radio exterior R_0 produce en su centro, en donde se localiza la estación. La ecuación que expresa la atracción gravitacional que produce el anillo en un punto situado en su centro y a nivel del fondo o a la cima del mismo es (Heiskanen y Moritz, 1990):

$$g_{anillo} = 2\pi G\rho \left[R_0 - R_i + (R_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} - (R_0^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} \right]$$

Estos anillos se dividen en n sectores uniformes, con atracción g_{ring} / n debida a cada sector, y se calcula la gravedad debida a cada uno de ellos alrededor de la estación.

3.2.4. Anomalía de Aire Libre

Esta anomalía toma en cuenta sólo los cambios de altitud corregidos por medio de la Corrección de Aire Libre. Se calcula como si la medición gravimétrica fuera hecha a la elevación de la estación, pero sin tomar en cuenta la atracción de material entre esa elevación y el nivel de referencia. Utiliza la siguiente fórmula:

$$A_{Al} = G_{obs} - G_{Teo} + C_{Al}$$

3.2.5. Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer Simple se calcula según la siguiente expresión:

$$A_{Bs} = G_{Obs} - G_{Teo} \pm C_{AL} \pm C_B$$

donde,

A_{Bs}	Anomalía de Bouguer Simple en miligales
G_{Obs}	Gravedad observada en miligales
G_{Teo}	Gravedad Teórica en miligales (Corrección de latitud)
C_{AL}	Anomalía del aire libre.
C_B	Corrección de Bouguer en mGal.

3.2.6. Anomalía de Bouguer Completa

La reducción de Bouguer completa consiste primeramente en eliminar la masa entre el punto y el Geoide para luego realizar una reducción aire-libre. La eliminación de la masa se lleva a cabo construyendo primeramente una capa de Bouguer, cuyo grosor es la altura del punto, determinando primeramente la corrección topográfica. El signo de la corrección topográfica siempre será positivo. Una vez construida la capa de Bouguer, se resta su efecto gravitatorio sobre el punto. De esta forma, ya se ha eliminado la masa entre el punto y el Geoide. Se termina la reducción de Bouguer realizando una reducción aire libre.

4. METODOLOGÍA

4.1. Magnetometría Aérea

Se utilizaron datos del Campo Magnético Residual en formato ASCII, a partir de dos cartas aereomagnéticas escala 1:250 000 (Colima E13-3 y Guadalajara F13-12) del Servicio Geológico Mexicano.

Características del levantamiento aeromagnético

Dado que las cartas aeromagnéticas fueron realizadas en diferentes años de vuelo, a continuación se describen los vuelos localizados dentro del área de estudio.

Tabla 1. Características de los vuelos Aeromagnéticos (SGM, 1999).

Características	Colima E13-3		Guadalajara F13-12	
	1983	1999	1982	1998
Año de levantamiento	1983	1999	1982	1998
Tipo de avión	Islander BN2-B27	Islander BN2-B27	Islander BN2-B27	Islander BN2A-21
Altura de vuelo sobre el N.T.	300 m	300 m	300 m	300 m
Dirección de líneas	NE-SW	N-S	NE-SW	N-S
Distancia entre líneas de vuelo	100 m	100 m	100 m	100 m
Distancia entre líneas de control	No especificado	1000 m	No especificado	1000 m
Sistema de navegación	Visual	GPS	Visual	GPS
Cámara	Fotográfica, Automax, 35 mm	Video, Sony PCAM-500, alta resolución	Fotográfica, Automax, 35 mm	Video, Sony PCAM-500, alta resolución
Magnetómetro utilizado	Geometrics G-803	Geometrics G-228	Geometrics G-803	Geometrics G-228
Sensibilidad del magnetómetro	0.25 nT	0.01 nT	0.25 nT	0.01 nT
Magnetómetro base	Geometrics G-826A	GEM SYSTEM GSM-19	Geometrics G-826A	GEM SYSTEM GSM-19
Sensibilidad del magnetómetro base	1 nT	0.01 nT	1 nT	0.01 nT
Altímetro	SPERRY	SPERRY	SPERRY	SPERRY

Sistema de adquisición de datos	Geometrics G-704	Picodas P101	Geometrics G-704	Picodas P101
---------------------------------	------------------	--------------	------------------	--------------

4.1.2. Procesamiento

Con los datos del CMR se generó una matriz numérica (“grid”) la cual fue procesada con la implementación del software Oasis Montaj de Geosoft™. El procesamiento de los datos consistió en aplicar algoritmos matemáticos o filtros que permitieran resaltar información de interés. Los procesos realizados fueron los siguientes:

- Reducción al Polo (RP)
- Primera Derivada Vertical y Horizontal
- Continuación Ascendente
- Señal Analítica

Estos algoritmos matemáticos se aplicaron en forma aislada y/o combinados, dependiendo de las anomalías que interesaba tratar (Ver Capítulo de Resultados). Todo grid generado en el procesamiento de los datos fue interpolado utilizando el método de mínima curvatura (Briggs, 1974).

4.1.3. Espectro de Potencia y Profundidad de las Fuentes

El espectro de potencia (P) queda definido como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier de la anomalía de gravedad o magnética. Para realizar el análisis espectral se usó el módulo MAGMAP de *Oasis Montaj*, para obtener una curva espectral a través de la cual se conocieron las profundidades de las fuentes que originan la respuesta magnética y gravimétrica.

El método fue originalmente propuesto por Spector y Grant (1970) y ellos consideraron la relación entre la profundidad de la fuente y su espectro radial de potencia en función del número de onda de la señal completa. En un plano de

observación 2-D, la potencia del espectro decrece tanto como la profundidad de la fuente “t” aumenta por el factor e^{-2tr} , siendo “r” el número de onda. Cada tramo lineal definido por su número de onda y frecuencia, corresponde con la fuente que lo genera. La pendiente de estos tramos es utilizada para calcular la profundidad de las fuentes mediante la ecuación:

$$Profundidad = \frac{m}{4\pi}$$

donde “m” es el valor de la pendiente.

4.2. Gravimetría

4.2.1. Gravedad Terrestre

Adquisición de datos en campo

Se realizaron tres campañas de adquisición de datos dentro del área de estudio a partir de las cuales se obtuvieron lecturas gravimétricas de un total de 245 estaciones distribuidas en distancias de 2 a 4 km aproximadamente (Ver figura 4). En cada estación fue tomada información de elevación (msnm) y coordenadas. Las lecturas de gravedad fueron referidas a la estación base Atoyac para la aplicación de la deriva instrumental, en dicha estación se cuenta con información de gravedad absoluta (INEGI, 1986).

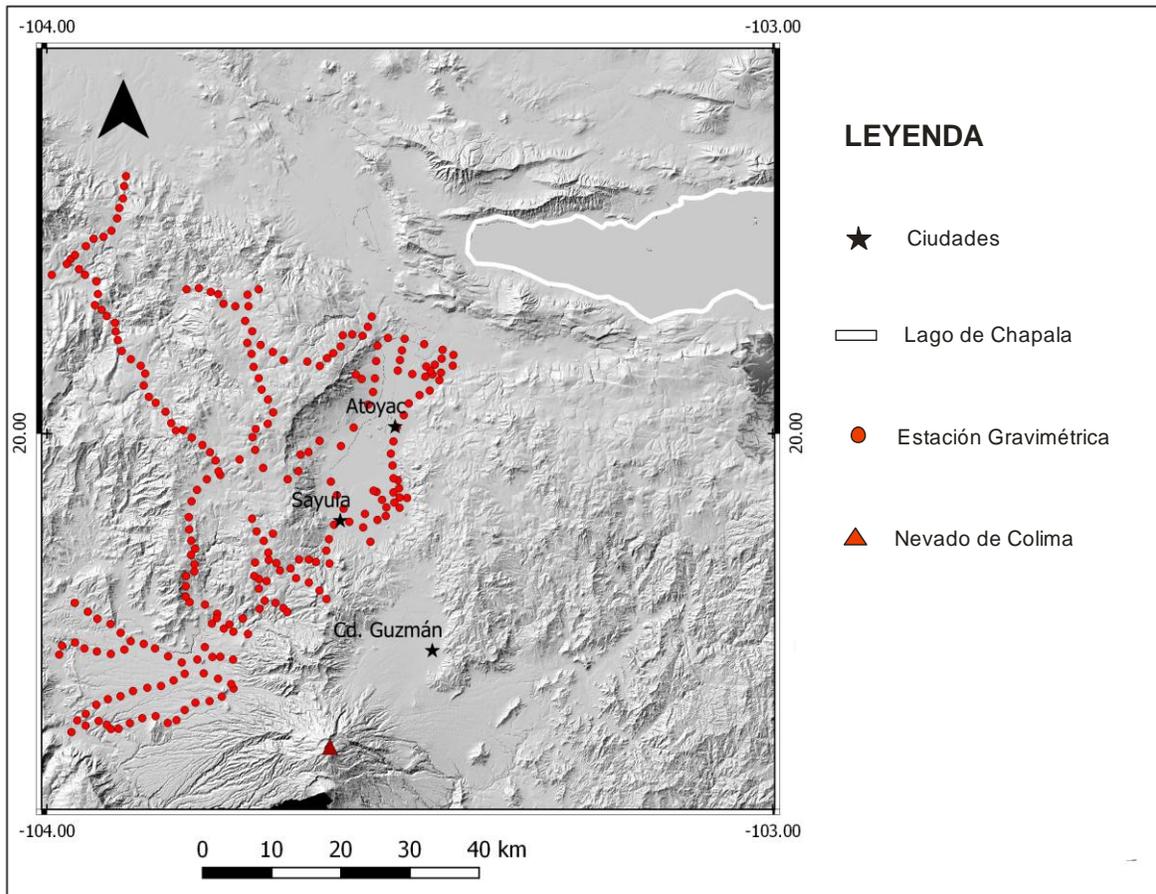


Figura 4. Distribución de las Estaciones Gravimétricas medidas en campo.

Equipo Utilizado

Para la adquisición de datos se utilizó el gravímetro Scintrex Autograv CG-5 (ver Figura 5), el cual es un gravímetro automatizado basado en un microprocesador, que tiene un rango de medida de 8000 mGal sin ser reseteado y una resolución de 0.001 mGal. Esto le permite al instrumento ser utilizado tanto en investigaciones detalladas (microgravimetría) como investigaciones de escala regional.



Figura 5. Equipo utilizado en las mediciones gravimétricas. A) Gravímetro Scintrex Autograv CG-5; B) GPS Garmin Rino-520.

Cada estación fue georreferenciada con el GPS de alta precisión: Garmin Rino-520 (Figura 5). La precisión en la determinación de las coordenadas horizontales durante el levantamiento fue de ± 2 m, y para la obtención de la altura (MSNM) fue de ± 10 m.

4.2.2. Gravedad Satelital

Se obtuvieron datos de gravimetría satelital de: anomalía de Bouguer Completa, anomalía de Aire Libre, anomalía Isostática y topografía a través de “Bureau Gravimétrique International (BGI) / International Association of Geodesy” con las siguientes características:

- Resolución de grid: 1' X 1'
- Área abarcada: Lat. 19.5°-20.5°N; Long. 103°-104°W
- Sistema de Referencias Geodésicas: (G8RS80)
- Densidades (kg/m^3) : corteza 2670; manto 3270; agua 1000.

4.3. Procesamiento

A los datos adquiridos en campo se aplicaron las correcciones y cálculos necesarios para obtener la Anomalía de Bouguer Completa, dichas correcciones fueron las siguientes:

- Deriva instrumental
- Corrección por mareas (realizada automáticamente por el gravímetro)
- Calculo de la gravedad teórica
- Corrección de Aire Libre
- Corrección de Bouguer
- Corrección Topográfica

La anomalía de Bouguer fue calculada con la formula Internacional de 1980, usando un valor de densidad de 2.67 g/cm^3 . Para realizar el mapa de la anomalía de Bouguer se aplicó el método de interpolación de mínima curvatura (Briggs, 1974) utilizando el software Oasis Montaj de Geosoft™.

Una vez obtenido el mapa de la anomalía de Bouguer, se le aplicaron filtros matemáticos (primera derivada horizontal y vertical, señal analítica y continuaciones) que permitieron resaltar información de interés.

4.4. Determinación de las densidades

En todo estudio gravimétrico es fundamental realizar un estudio de densidades de los materiales aflorantes en la zona. En este caso, los datos de densidades proceden de la recopilación bibliográfica de datos publicados en las cercanías del área (Allan, 1985; Serpa et al, 1992), los cuales coincidían con las unidades litológicas aflorantes en la presente investigación.

Tabla 2. Densidades utilizadas en la modelación gravimétrica. Nota: los datos de densidad fueron tomados de Campos Enríquez y Alatorre Zamora (1998).

	Roca	Densidad kg/m³
CUATERNARIO	Aluvión	2200
TERCIARIO	Basalto Andesítico	2730
	Arenisca-Toba Riolítica	2.38
	Toba Riolítica	2450
CRET. INF.	Caliza	2500
INTRUSIVO	Granito	2780

4.5. Modelación

El último paso en el proceso de interpretación gravimétrica y magnética consiste en el análisis cuantitativo de las anomalías, esto es, la modelización. Para ello, se partió de un modelo geológico inicial en el que se incorporó la información disponible (geología, densidad de las rocas y susceptibilidad magnética). Se calcula la anomalía teórica que produce el modelo propuesto y se compara con la anomalía observada. Se modifica en sucesivas iteraciones el modelo inicial propuesto hasta que la respuesta del modelo calculado ajuste satisfactoriamente con los datos observados, en un intervalo de error previamente definido en función de la escala de trabajo.

La modelización ha sido llevada a cabo utilizando el programa GM-SYS v. 2.03P (GEOSOFT), que opera en modo directo o inverso y permite la interpretación simultánea de los datos gravimétricos y magnéticos. Los métodos utilizados para calcular las respuestas de los modelos gravimétricos y magnéticos están basados en los métodos de Talwani et al. (1959), Talwani y Heirtzler (1964), y utiliza los algoritmos descritos en Won y Bevis (1987).

5. RESULTADOS

5.1. Magnetometría Aérea

5.1.1. Campo Magnético Residual

Al Campo Magnético Total (CMT) se le restó el efecto del campo magnético producido por la Tierra (IGRF/DGRF) quedando solo el Campo Magnético Residual (CMR), el cual se puede asociar directamente al magnetismo producido por las estructuras y unidades geológicas. Para el caso del presente estudio en los datos que se proporcionaron ya había sido realizado dicho proceso.

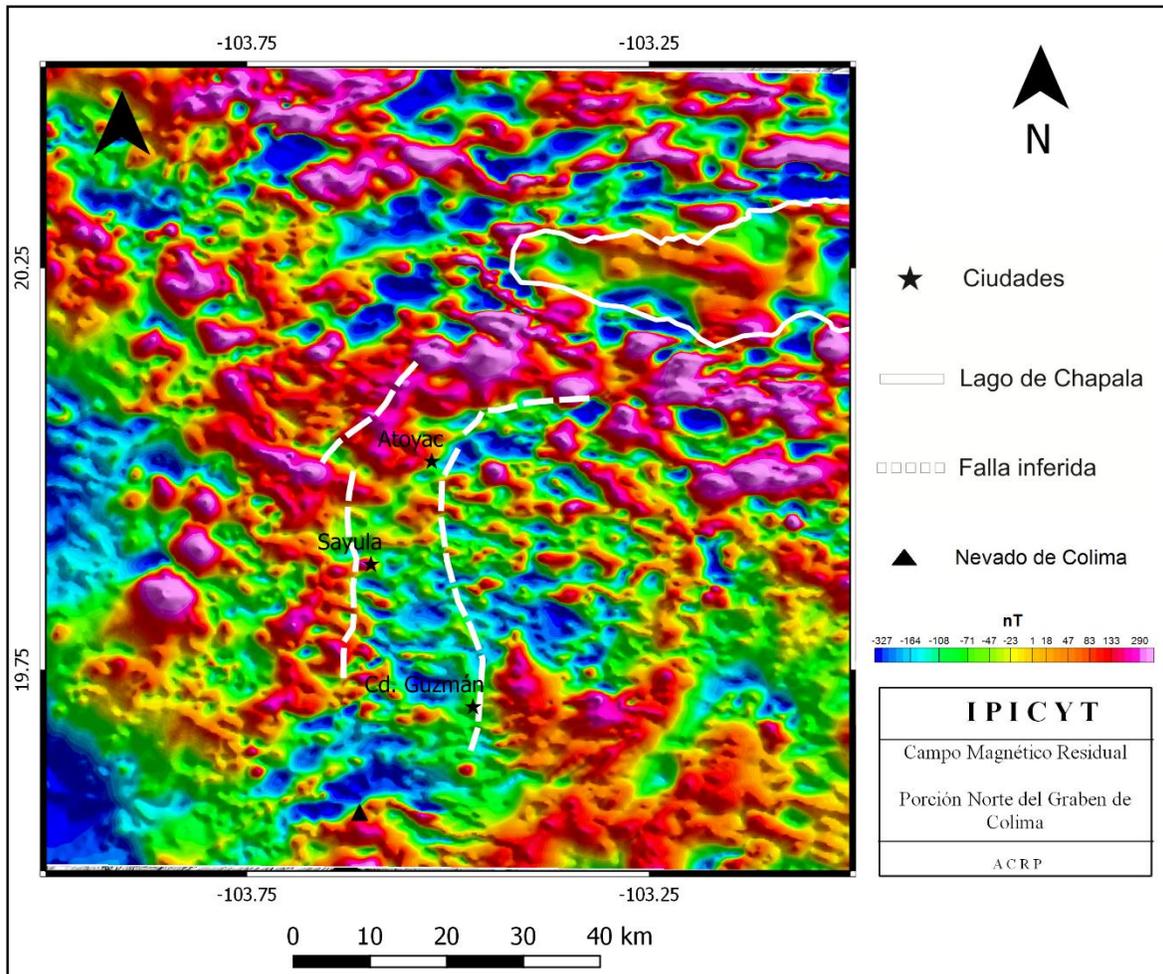


Figura 6. Campo Magnético Residual

El mapa del CMR (Figura 6) muestra la existencia de una serie de anomalías de diferente amplitud, tamaño y forma. Los altos magnéticos (>130 nT) predominan en la parte norte con una alineación E-W, en la parte central con alineación NW-SE y E-W, y al sur con anomalías bipolares asociadas al Nevado de Colima y al volcán El Cántaro. Hacia el SW y en la porción SE predominan anomalías magnéticas con amplitudes que van de -50 a -300 nT.

5.1.2. Campo Magnético Residual Reducido al Polo (CMRP)

Al CMR se le aplicó el algoritmo matemático de Reducción al Polo (Baranov y Naudy, 1964) con el objetivo de ubicar las anomalías sobre la fuente que las produce. En la Figura 7 se observa la configuración del CMRP, puede distinguirse que las anomalías sufrieron cambios de posición con respecto al CMR (Figura 6).

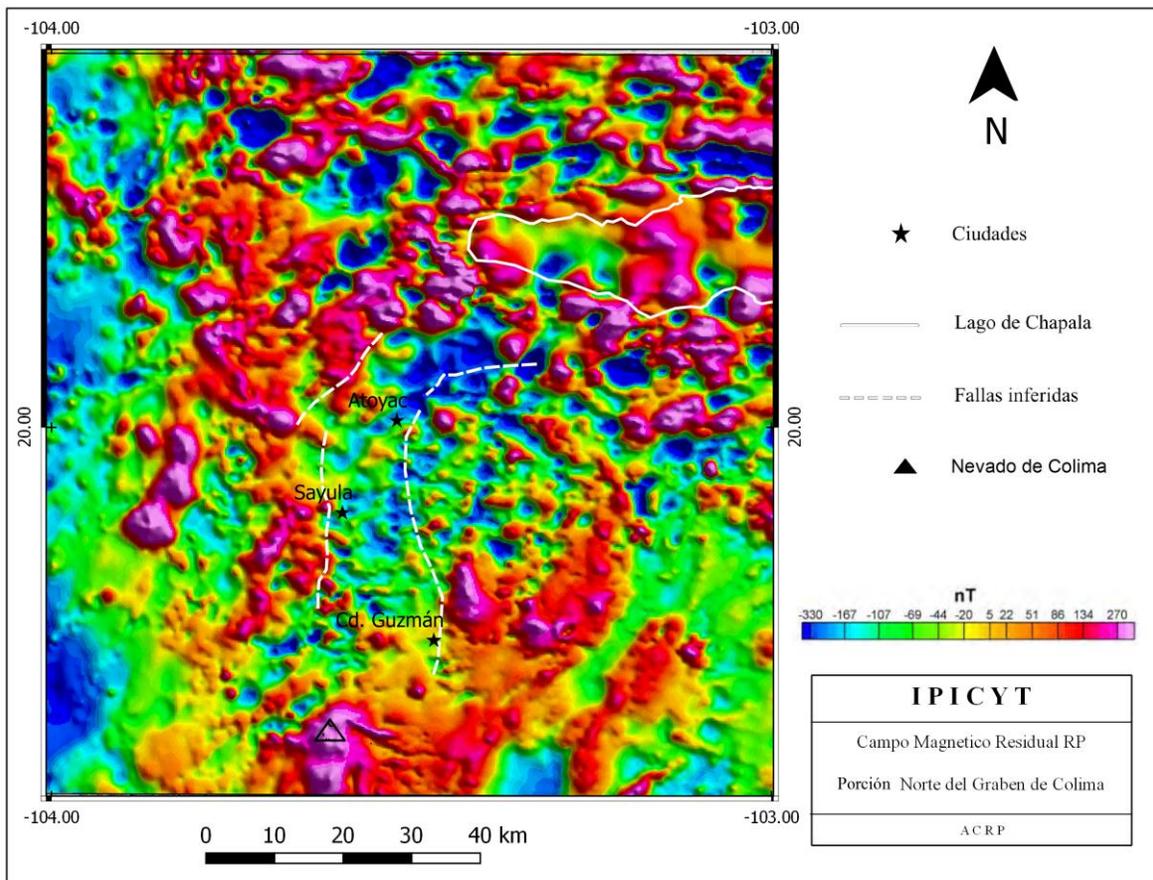


Figura 7. Campo Magnético Residual Reducido al Polo

En el mapa del CMRP destaca la aparición de anomalías monopolares en la parte sur relacionadas a los volcanes el Cántaro y Nevado de Colima, dichas anomalías en el mapa del CMR mostraban características dipolares. Otras anomalías monopolares se encuentran en la porción este con una alineación NE-SW y se asocian a estructuras volcánicas.

Hacia la parte norte los altos magnéticos predominan con orientación E-W que se alinean con las sierras montañosas por lo que se asocian a flujos volcánicos, también se observan anomalías dipolares contrastando altos y bajos magnéticos que van de -330 a 270 nT.

En la parte central se presentan anomalías de longitudes de onda corta y altas frecuencias con amplitudes que van de -100 a 20 NT, dichas anomalías coinciden con depósitos aluviales que rellenan el graben.

En la porción W predominan amplitudes que van de -44 a -330 nT, las amplitudes más bajas se correlaciona a rocas calizas alineadas N-S.

Hacia el este se observan amplitudes con una combinación de bajos y altos que van de -100 a 260 nT los cuales se correlacionan geológicamente a rocas calizas y volcánicas respectivamente. Dichas anomalías presentan una alineación NE-SW.

5.1.3. Lineamientos Aeromagnéticos

Los lineamientos aeromagnéticos se correlacionan con zonas de alto gradiente y pueden estar asociados a fallas geológicas, fracturas y/o contactos litológicos. Para delimitar y caracterizar los lineamientos aeromagnéticos se generó un mapa resultante de la observación conjunta de las anomalías aereomagnéticas con la topografía del terreno.

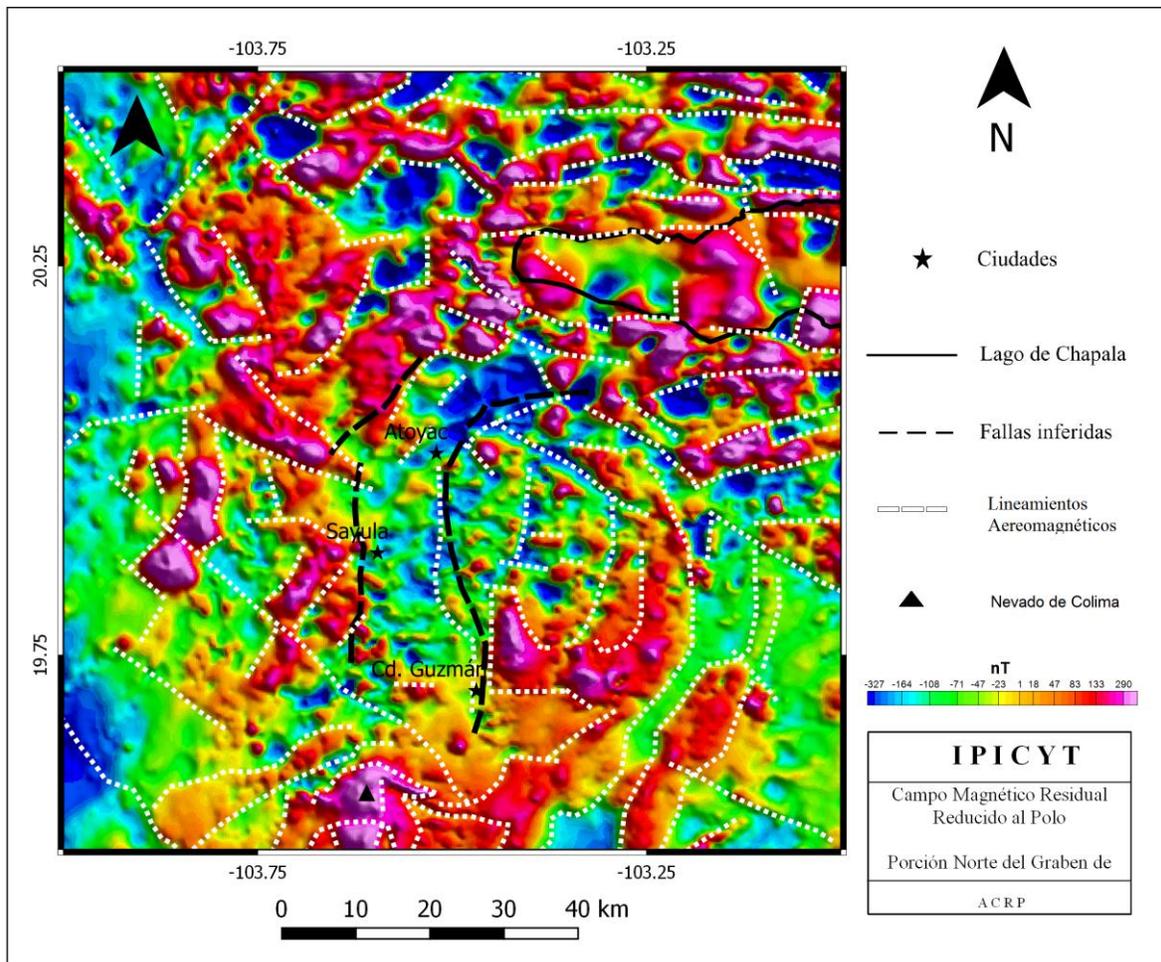


Figura 8. Lineamientos magnéticos

En la configuración del mapa de Lineamientos Magnéticos es posible observar predominio de alineaciones E-W en la parte norte del área. En la parte central, los lineamientos muestran una orientación preferencial N-S. En la porción sur, se destaca la existencia de lineamientos circulares en las inmediaciones del volcán Nevado de Colima. También se puede observar un lineamiento de características regionales (70 km de longitud), con una dirección NW-SE que se ha interpretado y asociado a una zona de debilidad (falla) dicha anomalía fue descrita por López-Loera et al. (2011) a la que le asignó el nombre de “La Desconocida”.

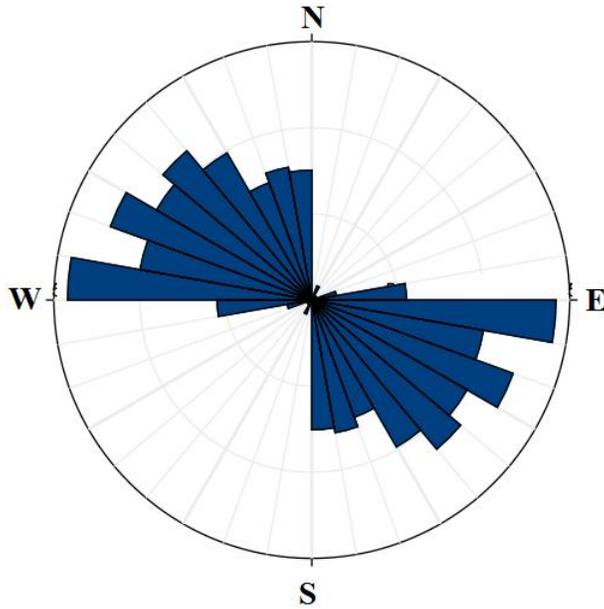


Figura 9. Diagrama de rosetas de lineamientos aeromagnéticos

La dirección preferencial mostrada en el diagrama de rosetas es E-W y en menor proporción NW-SE atribuidos principalmente a fallas y/o fracturas y en algunos casos a contactos litológicos (Figura 9).

5.1.4. Primera Derivada Vertical

Al mapa del CMRP (Figura 7), se le aplicó la Primera Derivada Vertical (1aDV) continuada ascendente a 1km, este filtro se utilizó para localizar zonas de gradiente a profundidad e identificar el comportamiento de los lineamientos

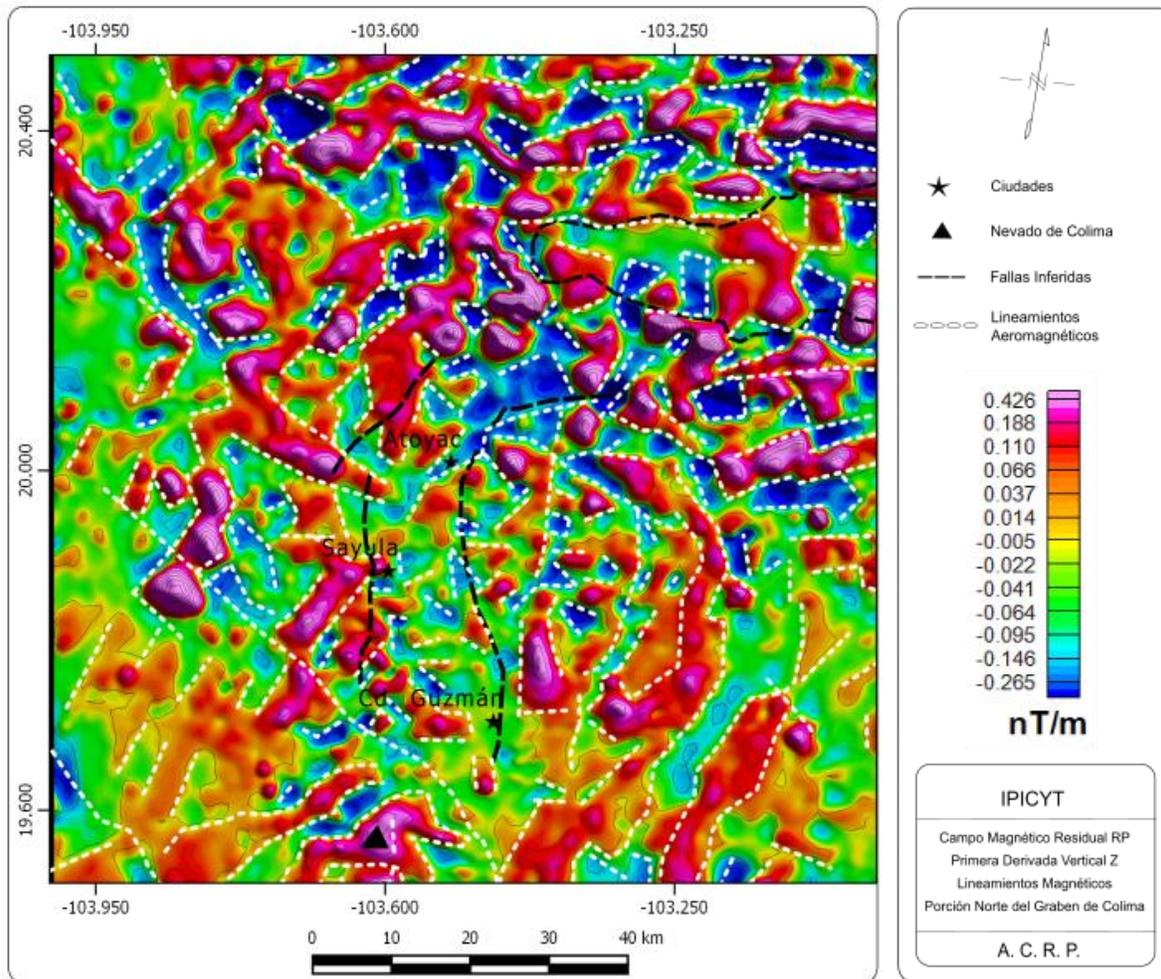


Figura 10. Primera Derivada Vertical del CMRP continuado ascendentemente a 1km.

En el mapa de la 1aDV (Figura 10) se observan 4 familias de lineamientos

- (1) E-W, localizada al N del área, estos lineamientos se asocian regionalmente al Graben de Chapala.
- (2) NW-SE, localizada al NW del área, estos lineamientos se asocian regionalmente al Graben de Tepic-Zacoalco. Otros lineamientos secundarios en esta zona presentan direcciones NE-SW, posiblemente correspondan a fracturas perpendiculares al fallamiento del Graben Tepic-Zacoalco.
- (3) NW-SE, localizada al SE del área, se alinean a flujos de lava del Nevado de Colima. En esta zona destaca la presencia de la falla “La Desconocida” (López-Loera et al., 2011) con dirección NE-SW.

(4) NE-SW, localizada en la parte SE del área, se correlaciona con rasgos estructurales y contactos litológicos.

Hacia la parte central del área no se logran definir con claridad alineamientos magnéticos relacionables a fallas, sin embargo se observan lineamientos E-W que pueden interpretarse como fracturas perpendiculares al fallamiento del Graben de Colima (N-S).

En la Figura 11 se observan las direcciones preferenciales. Se distingue el predominio en dirección E-W seguidas de las direcciones NE-SW y N-S respectivamente.

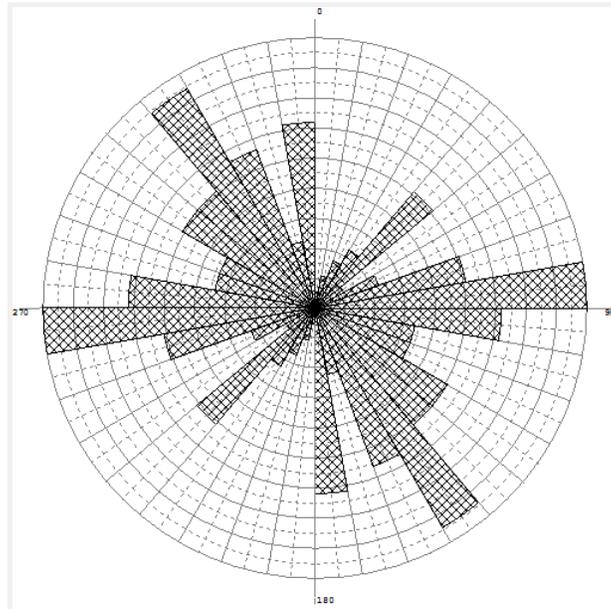


Figura 11. Diagrama de rosetas de lineamientos aeromagnéticos de la 1aDv continuada 1000m.

5.1.5. Primera Derivada Horizontal

Se utilizó el filtro matemático de la Primera Derivada Horizontal (1aDH) para observar el comportamiento de los lineamientos aeromagnéticos respecto a la horizontal. Se continuó ascendientemente 500 m para poder definir mejor las estructuras (Figura 12).

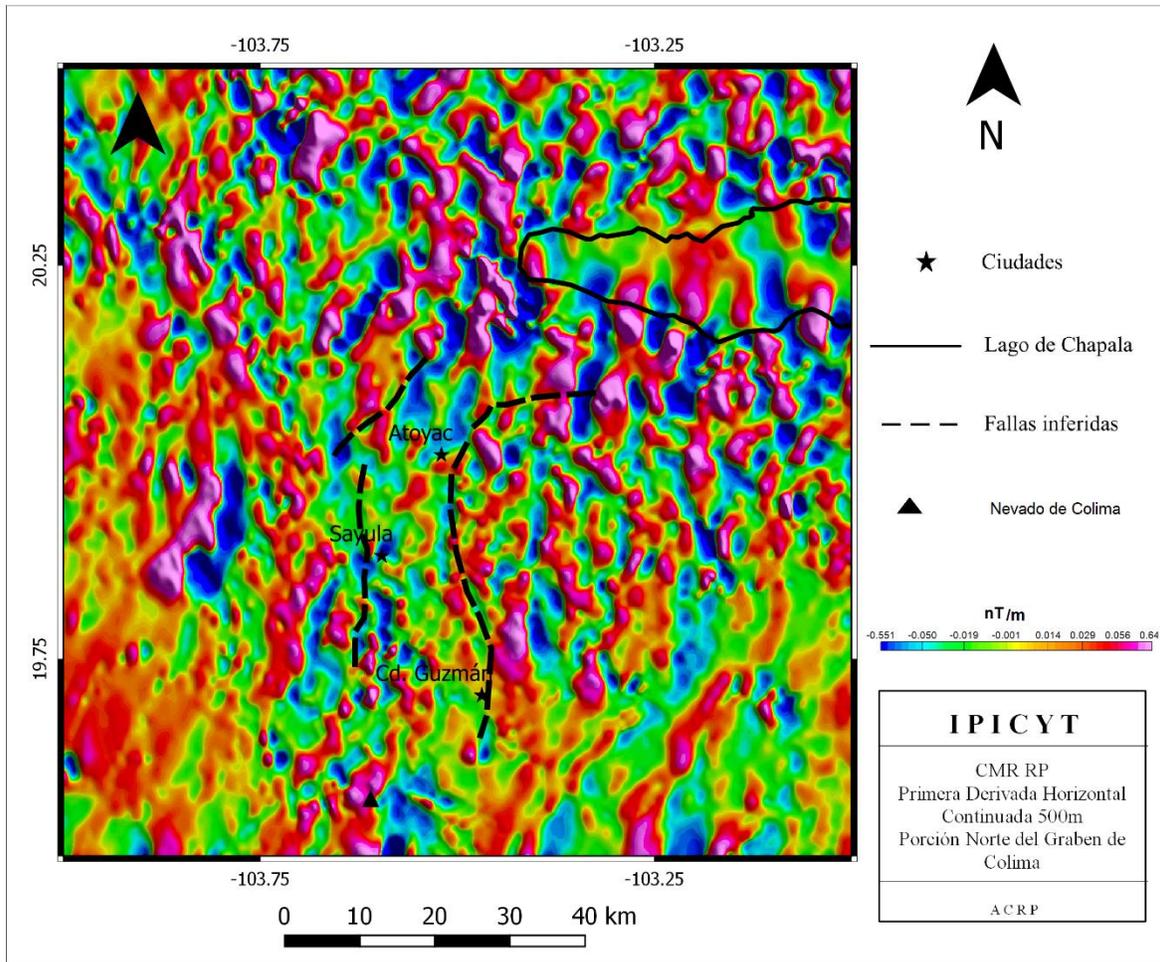


Figura 12. Primera Derivada Horizontal del CMRP, continuada ascendentemente 500 m.

En el mapa de la Primera Derivada Horizontal (Figura 12) se observa con mejor definición la alineación de las anomalías magnéticas a lo largo de las fallas del Graben de Colima (N-S; NE-SW), lo que permite inferir su continuación y límites. La aplicación de este filtro matemático realzó las anomalías en dirección N-S, por lo tanto aquellas anomalías alineadas E-W (p. ej. las asociadas al Graben de Chapala) pierden definición.

5.1.6. Señal Analítica

El algoritmo de señal analítica está basado en la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas X, Y, Z teniendo como consecuencia la obtención del valor absoluto del gradiente de la señal magnética, permitiendo definir los cambios

laterales (contactos litológicos) y patrones estructurales (fallas y/o fracturas) de la fuente magnética.

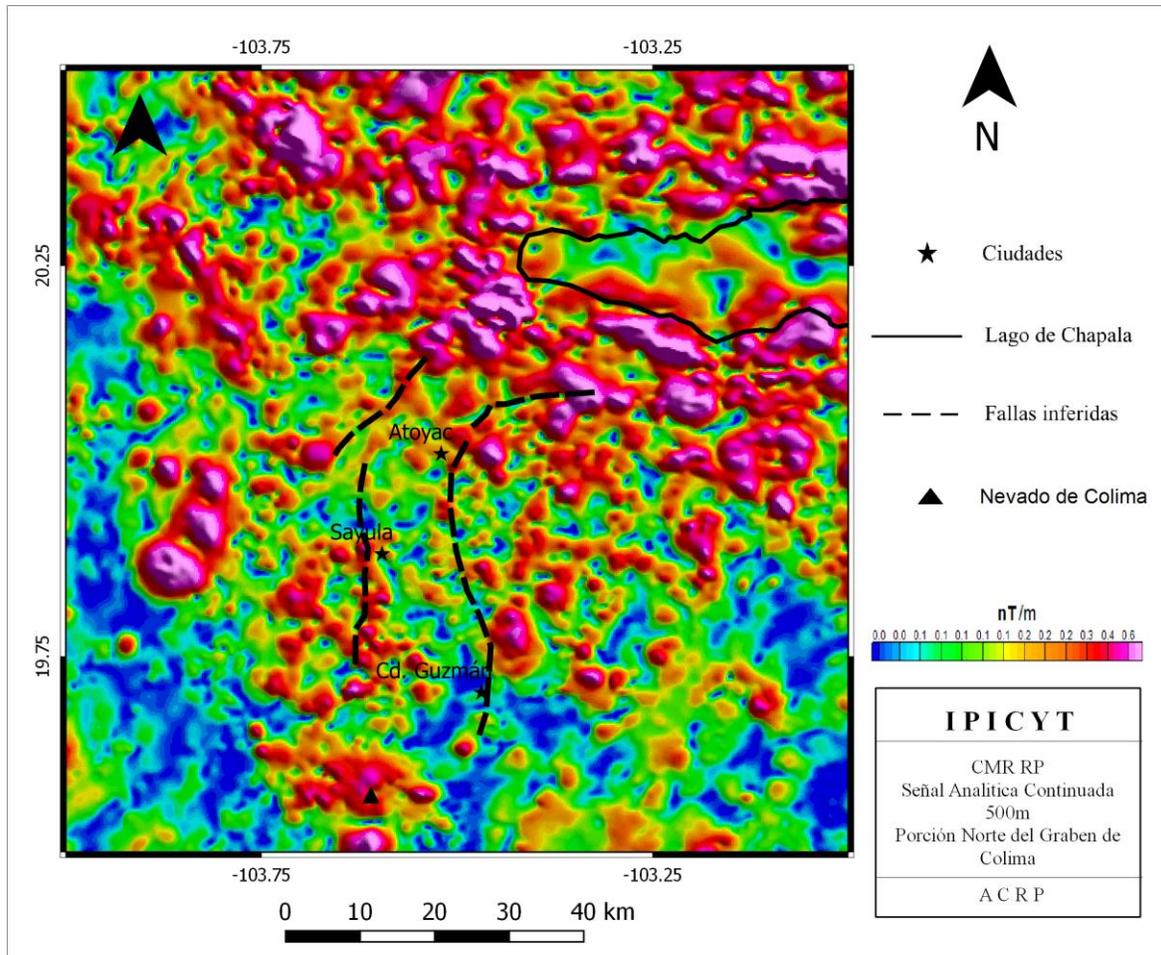


Figura 13. Señal Analítica del CMRP, continuada ascendentemente 500m.

Debido a que el mapeo de las fallas que se tomó como referencia en el presente estudio (SGM, 2000) únicamente muestra aquellas observables en superficie o en algunos casos inferidas a partir de rasgos topográficos, resulta difícil determinar la continuidad de fallas que se encuentran enmascaradas por depósitos materiales que a lo largo de los años las han cubierto. Los alineamientos de las anomalías observadas en el mapa de la Señal Analítica muestran posibles continuaciones de las fallas a partir de direcciones preferenciales que posteriormente serán de utilidad para definir un nuevo mapa estructural de la zona.

Al igual que en el mapa de la Primera Derivada Vertical, se observan anomalías magnéticas alineadas a las fallas normales que delimitan al Lago de Chapala,

también se distinguen los bordes del Nevado de Colima y otras estructuras volcánicas en la parte norte y este del área.

5.1.7. Dominios Aeromagnéticos

En el análisis de la información aeromagnética se definen los sectores o dominios aeromagnéticos (DAM) para identificar zonas dentro de la configuración magnética que presentan valores de susceptibilidad, características de longitud de onda y amplitud similares, las cuales se asocian a unidades geológicas y/o rasgos estructurales. Para definir los DAM se utilizó el mapa del CMRP (Figura 7) ascendido 2.5 km (Figura 14).

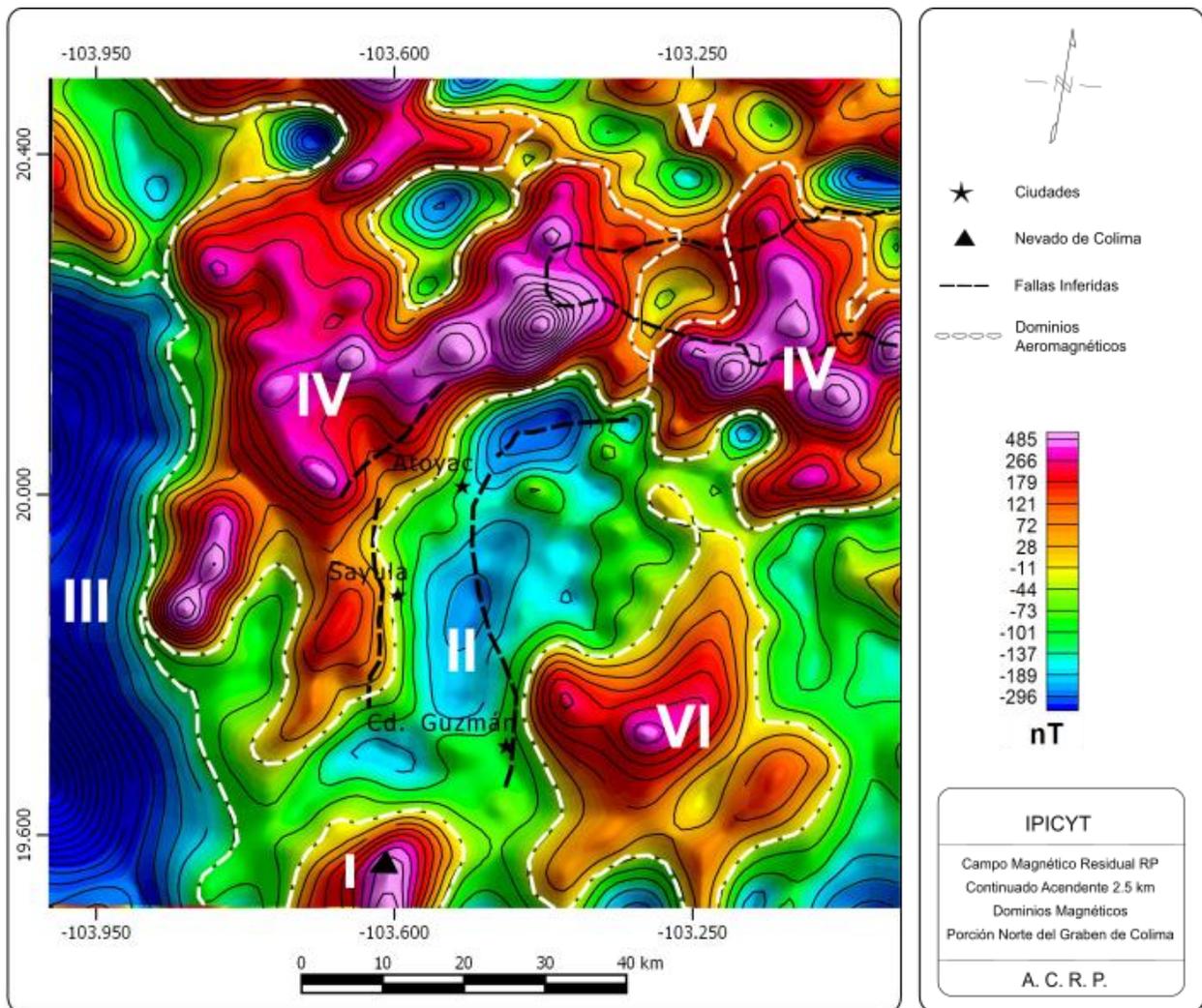


Figura 14. Dominios Aereomagnéticos (DAM).

DAM I. Se caracteriza por contener al volcán Nevado de Colima. El volcán Nevado de Colima muestra una anomalía monopolar. La anomalía cubre una superficie aproximada de 187 km^2 , los alto magnéticos ($> 127 \text{ nT}$) representa la mayor parte de la superficie de esta anomalía, tiene una forma alargada en dirección N-S. Geológicamente se correlaciona con lavas, domos y flujos piroclásticos.

DAM II. Se localiza en la parte central del área, presenta anomalías con amplitudes predominantemente bajas ($\leq -60 \text{ nT}$), las magnitudes más altas son de -17 nT y las más bajas -100 nT . Tiene una alineación N-S, distribuyéndose ampliamente en sus flancos (E-W). Presenta longitudes de onda de hasta 40 km . Geológicamente se asocia a rocas calcáreas (calizas) y conglomerados de tobas y calizas.

DAM III. Localizado al W del área de estudio, de forma alargada alineada N-S, tiene una longitud de 80 km . Se caracteriza por presentar magnitudes muy bajas (menores a -190 nT). Se correlaciona geológicamente con rocas calcáreas (calizas).

DAM IV. Localizado en la parte central, norte y oriental del área. Presenta amplitudes altas (361 a 67 nT) y longitudes de onda de 15 a 20 km . Es de forma alargada N-S y E-W. Geológicamente se correlaciona a flujos volcánicos andesíticos y basálticos.

DAM V. Se localiza en la parte norte del área, tiene una forma alargada E-W. Presenta magnitudes de -59 a 170 nT y longitudes de onda de 15 km . Geológicamente se correlaciona con conglomerados de tobas y calizas.

DAM VI. Se localiza al E del área. Presenta amplitudes de 280 a 20 nT y longitudes de onda de 12 km a 16 km . Geológicamente se correlaciona con flujos volcánicos andesíticos y basálticos.

5.1.8. Espectro de Potencia

A efectos de obtener una primera aproximación en la profundidad de las fuentes causantes de las anomalías, se evaluaron los espectros de potencia, transformando la señal magnética del CMR RP (Figura 7) en un espectro discreto de energía, de acuerdo a la metodología explicada anteriormente (Capítulo 4).

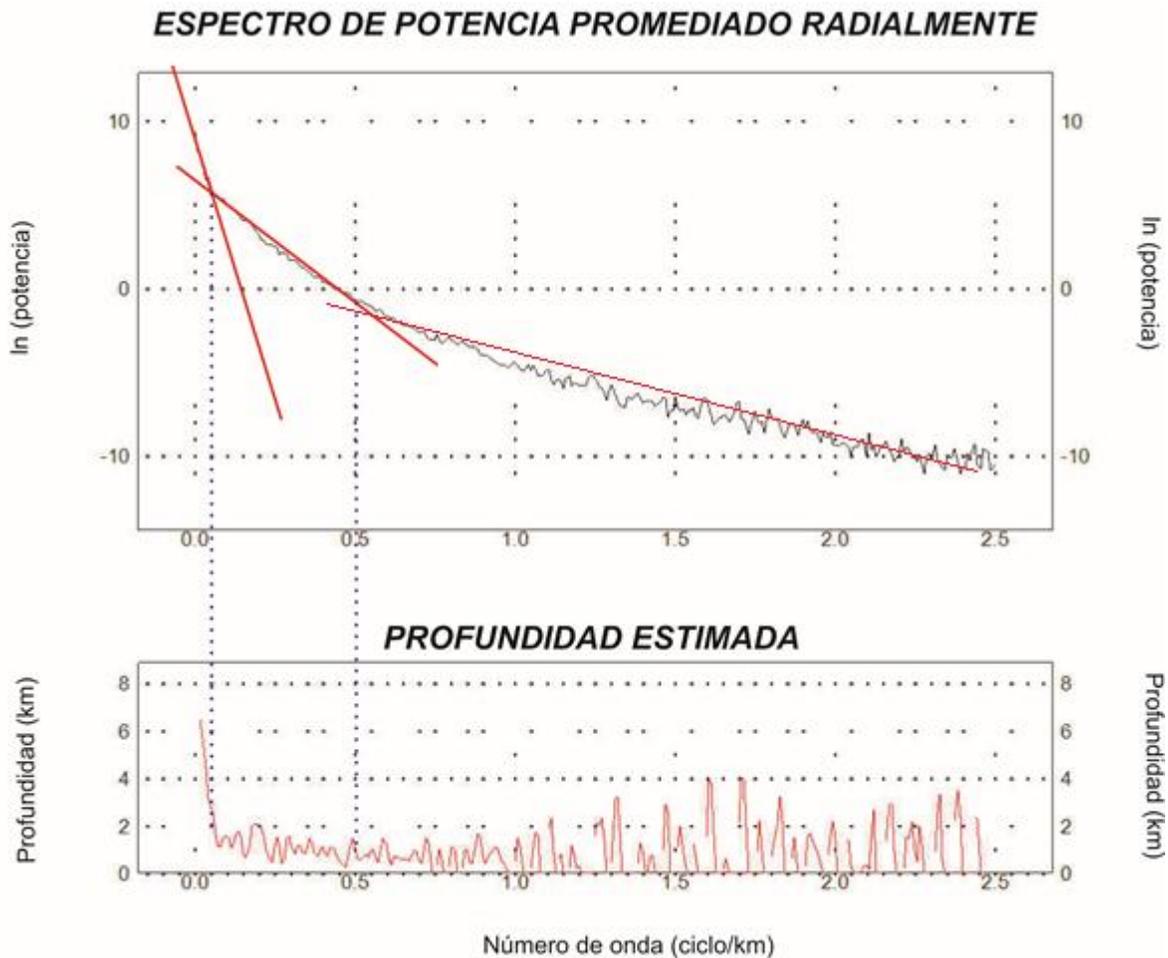


Figura 15. Ubicación de las pendientes en el espectro de potencia promediado radialmente.

En la Figura 15 se pueden observar claramente tres rectas que definen dominios de frecuencias correspondientes a una fuente regional, una fuente residual y un tramo de ruido blanco.

Recta 1, correspondiente a la fuente regional, comprende un intervalo de 0 a 0.1 ciclos/km.

Calculo de la profundidad

P1 (0, 9); P2 (0.1, 5.7)

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}; \text{ Profundidad} = \frac{m}{4\pi}$$

m = pendiente de la recta,

$$m = \frac{5.7 - 9}{0.1 - 0}; \text{ Profundidad} = \frac{-33}{4\pi}$$

Profundidad = **2.62 km**

Recta 2, correspondiente a la fuente regional, comprende un intervalo de 0.1 a 0.5 ciclos/km.

Calculo de la profundidad

P1 (0.1, 5.7); P2 (0.5, -0.5)

$$m = \frac{-0.5 - 5.7}{0.1 - 0.5}; \text{ Profundidad} = \frac{15.5}{4\pi}$$

Profundidad = **1.23 km**

Recta 3 se relaciona al ruido blanco, causado posiblemente por el equipo de medición.

La profundidad de la fuente regional (2.62 km) se relaciona a una estimación de la profundidad del basamento cristalino del área de estudio, mientras que la profundidad de la fuente local (1.2 km) se asocia a la profundidad del relleno sedimentario del graben.

5.2. Gravimetría

5.2.1. Gravedad terrestre

Anomalía de Bouguer Completa

Los datos gravimétricos obtenidos en campo se les aplicaron las correcciones necesarias para generar el mapa de Anomalía de Bouguer Completa (Figura 16). Cabe mencionar que el área que cubre la Anomalía de Bouguer fue resultado de la interpolación de los valores medidos en las estaciones gravimétricas.

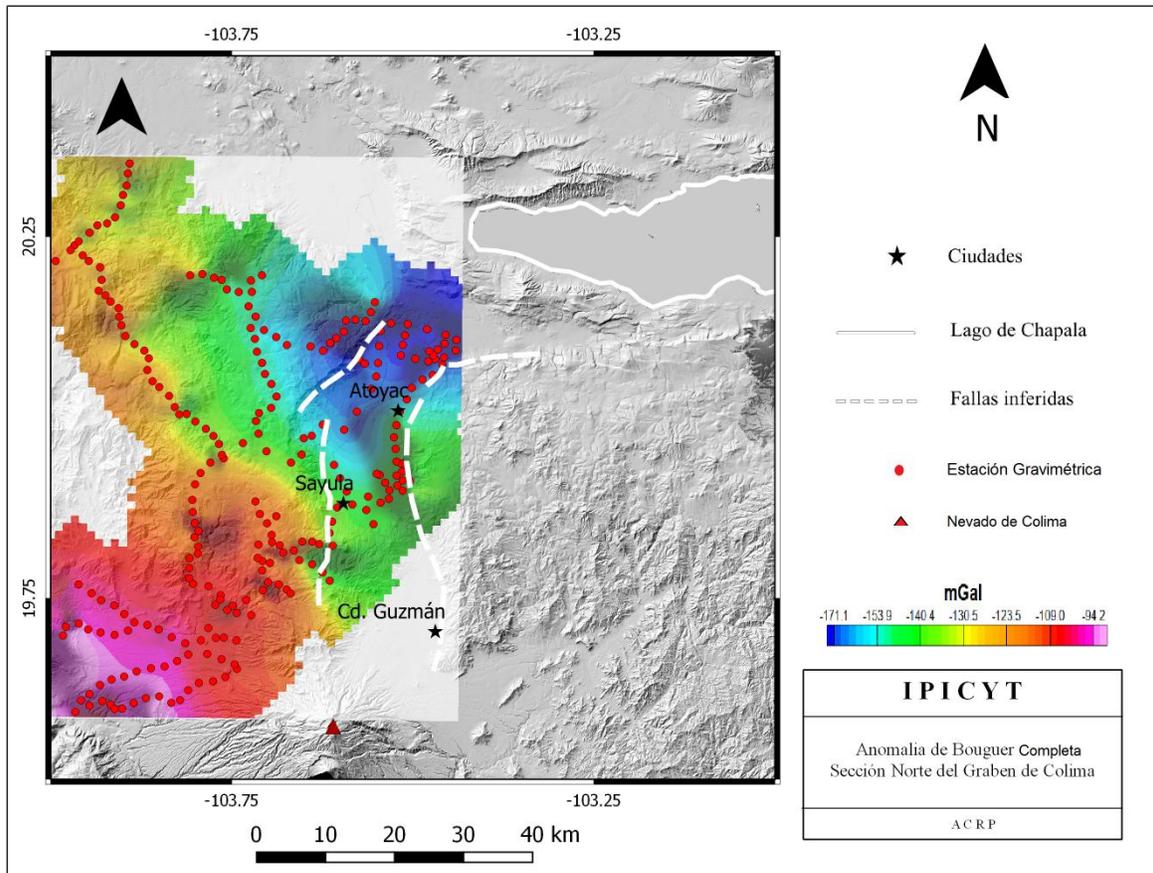


Figura 16. Mapa de Anomalía de Bouguer Completa.

La Figura 16 muestra la configuración de la Anomalía de Bouguer Completa, cuyas magnitudes varían de -171 a -92 mGal. Se observa que los valores más bajos (-171 a -150 mGal) coinciden con la porción norte de la fosa del Graben de Colima presentando una alineación NE-SW. Al SE del área, a lo largo de la sierra de Tapalpa, se localizan las magnitudes altas (-120 a -94 mGal). En general pueden describirse las anomalías como una tendencia ascendente de bajas a altas magnitudes siguiendo una dirección preferencial E-W.

Anomalía Residual

Se obtuvo el mapa de Anomalía Residual (Figura 17) como resultado de la aplicación de un polinomio de segundo orden al mapa de la Anomalía de Bouguer Completa. La anomalía residual representa las señales superficiales, caracterizadas por frecuencias altas.

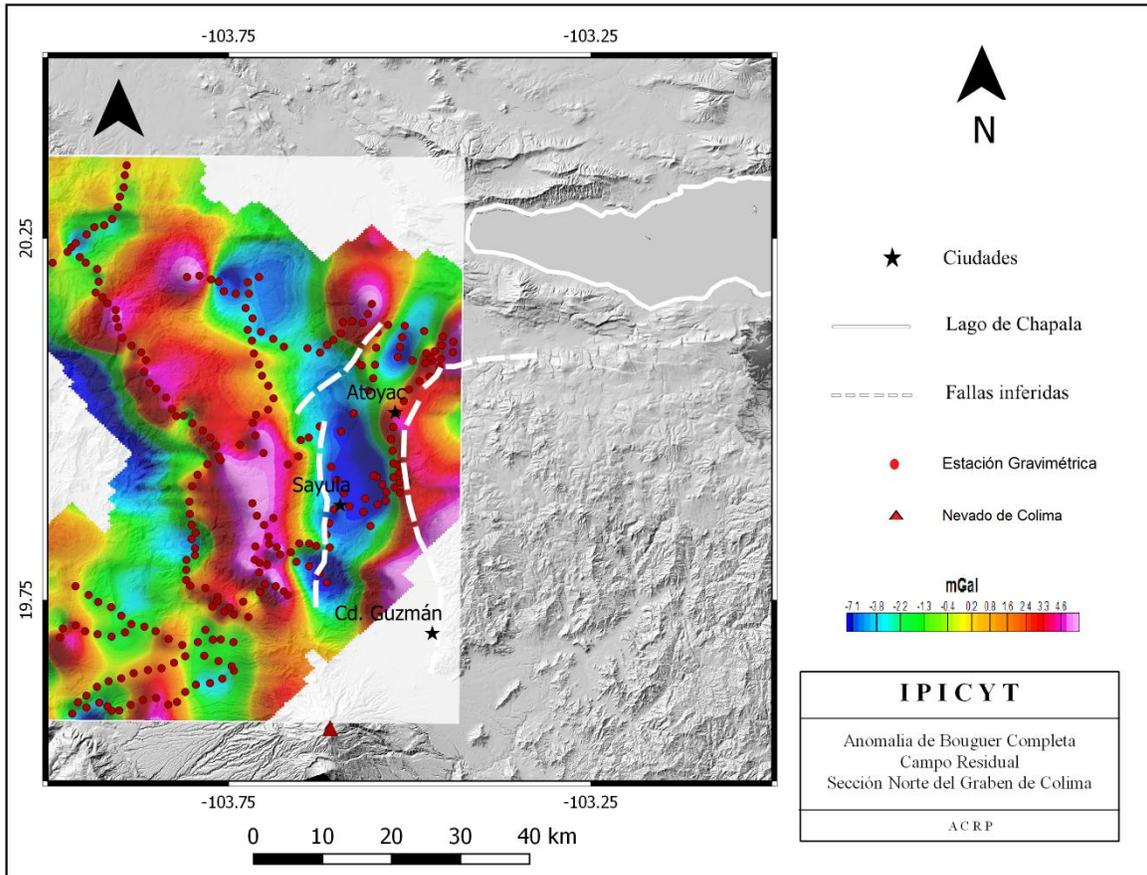


Figura 17. Mapa de Anomalía Residual de Bouguer.

Las magnitudes del mapa de Anomalía Residual varían de -7 a 5 mGal. En la frontera que limita al Graben de Colima hacia el flanco Este se distinguen altas magnitudes (2.5 a 4.6 mGal) con dirección N-S, geológicamente se correlacionan a rocas basáltico-andesíticas.

Hacia la parte Este, se observan anomalías de baja magnitud (-7 a -4 mGal) alineadas N-S, las cuales se asocian al relleno sedimentario del Graben de Colima bordeada en sus flancos por altas magnitudes (2.5 a 4.6 mGal) correlacionadas a las sierras montañosas que delimitan al Graben de Colima.

En el extremo SW del área se observan altas magnitudes aisladas que podrían corresponder a flujos volcánicos, hacia la parte norte de esta anomalía se presentan anomalías bajas (-7 a -5 mGal) relacionadas a formaciones de rocas calizas.

En la parte Norte-Central del área contrasta una anomalía de baja magnitud (-6 a -4 mGal) con otras de alta (>3 mGal), dicha anomalía se encuentra en una zona de alta densidad de fallas normales que limitan en su extremo oriental al Graben de Tepic Zacoalco.

5.2.2. Gravedad Satelital

Anomalía de Bouguer

Como se mencionó en la metodología (Capítulo 4), se adquirió información satelital gravimétrica obtenida por parte de “Bureau Gravimétrique International (BGI) / International Association of Geodesy”, a partir de la cual se generó el mapa de Anomalía de Bouguer Satelital (Figura 18).

Las magnitudes para el mapa de Anomalía de Bouguer Satelital varían de -229 a -13 mGals. Los valores más altos (> -117 mGal) se localizan hacia la parte sur del área con alineaciones N-S, en esta zona destaca la presencia de una anomalía de forma circular que se correlaciona con el volcán Nevado de Colima.

En la porción central y NE del área predominan anomalías de magnitudes bajas (\approx -150 mGal) que contrastan con muy bajas (< -200 mGal), se presentan alineaciones E-W en la parte norte y NE-SW en la parte central. Destaca la presencia de anomalías muy bajas bordeando al Graben de Chapala, en zonas que se caracterizan por intenso fallamiento. Otro alineamiento de características regionales presenta dirección NW-SE, se localiza en lo que se conoce como Graben Tepic-Zacoalco.

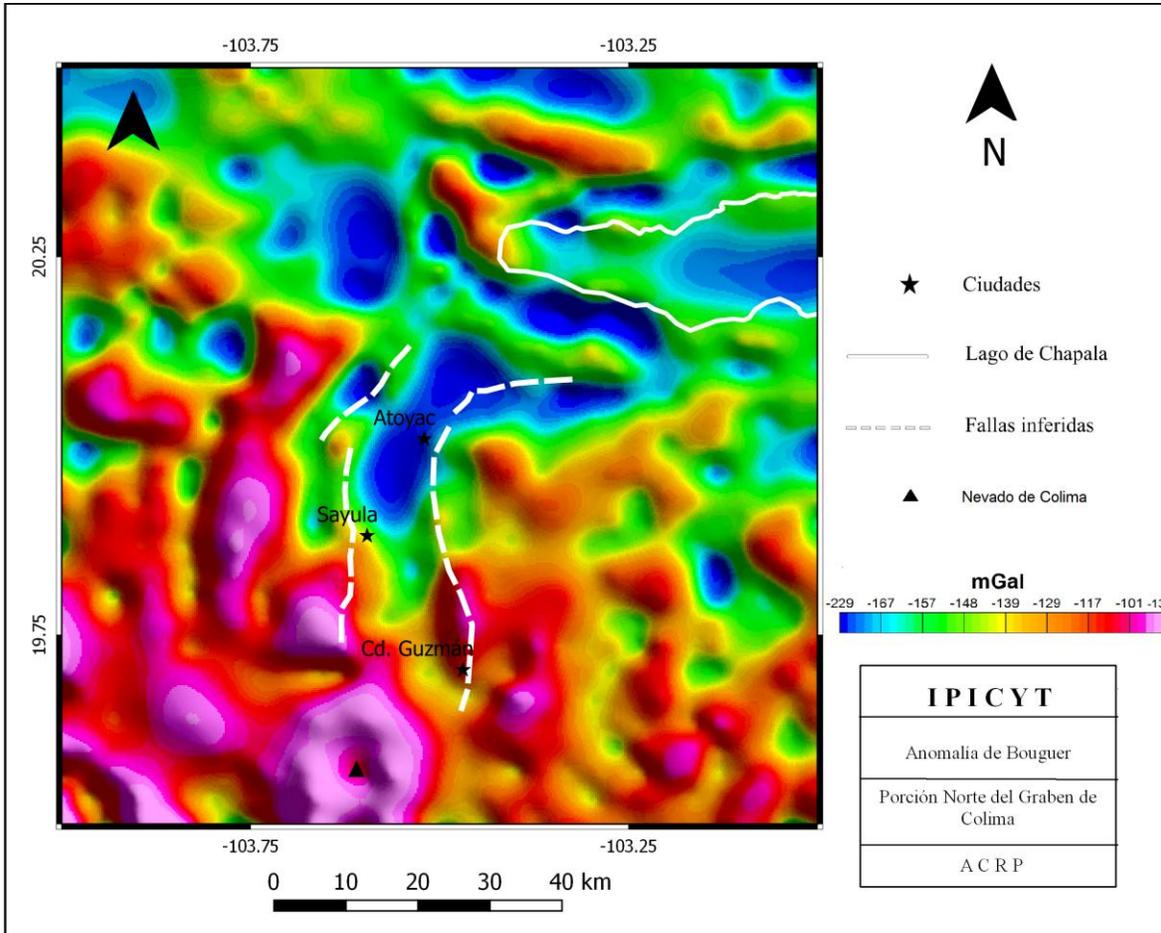


Figura 18. Mapa de Anomalia de Bouguer

Anomalia Residual

Se generó el mapa de Anomalia Residual (Figura 19) a partir de la aplicación de un polinomio de segundo orden al mapa de Anomalia de Bouguer y con ello se resaltaron las altas frecuencias que corresponden a fuentes geológicas superficiales.

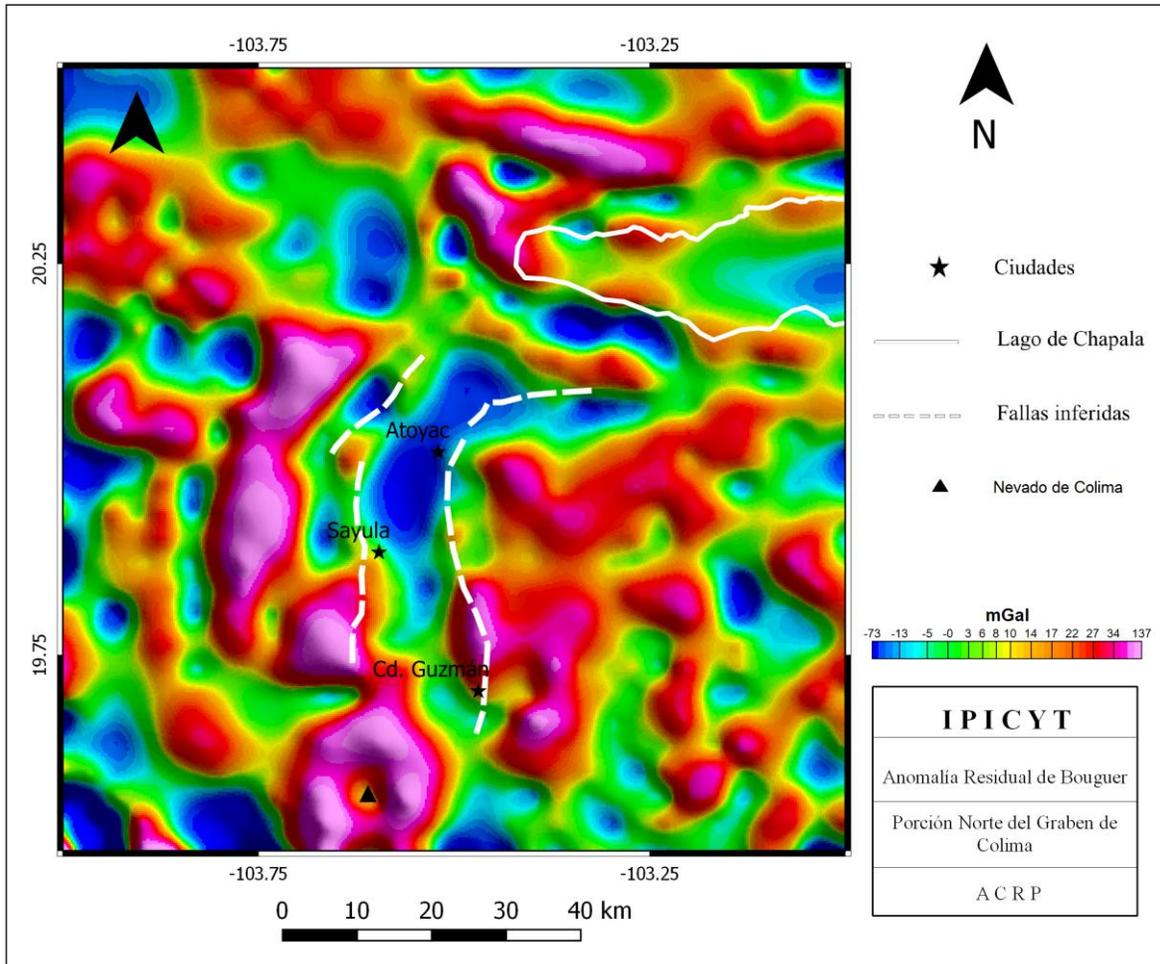


Figura 19. Mapa Residual de la Anomalía de Bouguer.

En el mapa de la Anomalía Residual de gravedad satelital se observa un cambio en la distribución de las anomalías con respecto al Mapa de la Anomalía de Bouguer (Figura 18), las anomalías se resaltan identificándose en ellas lineamientos que les caracterizan. Las magnitudes varían de -73 a 137 mGal, las más altas (>80 mGal) se asocian a rocas volcánicas de mayor densidad (basaltos-andesíticos), mientras que las anomalías más bajas (<-10 mGal) se correlacionan con rocas sedimentarias (depósitos aluviales, calizas) y/o rocas volcánicas de baja densidad (riolíticas, dacíticas, tobas), aunque también cabe la posibilidad de que puedan deberse a rocas de alta densidad sepultadas a profundidad.

Hacia la parte central del área se observan anomalías bajas (< -10mGal) contrastando con anomalías altas, alineadas al Graben de Colima (N-S). Este

patrón de anomalías también se observa en el Lago de Chapala (con alineaciones E-W) y en el Graben Tepic-Zacoalco (NE-SW).

En la porción sur se observa una anomalía circular de $\approx 407 \text{ km}^2$ la cual presenta magnitudes altas ($> 100 \text{ mGal}$), dicha anomalía se correlaciona con el volcán Nevado de Colima. En la zona cercana al cráter del volcán se presenta una anomalía baja de forma circular y con una superficie de 8 km^2 , esta anomalía se interpreta como una zona de baja densidad correlacionada con una cámara magmática inactiva.

Primera Derivada Vertical

Al mapa de la Anomalía Residual (Figura 19) se le aplicó el filtro matemático de la Primera Derivada Vertical (1aDV), este filtro se utilizó para realzar las altas frecuencias en dirección vertical (z) y definir las fuentes de las anomalías superficiales.

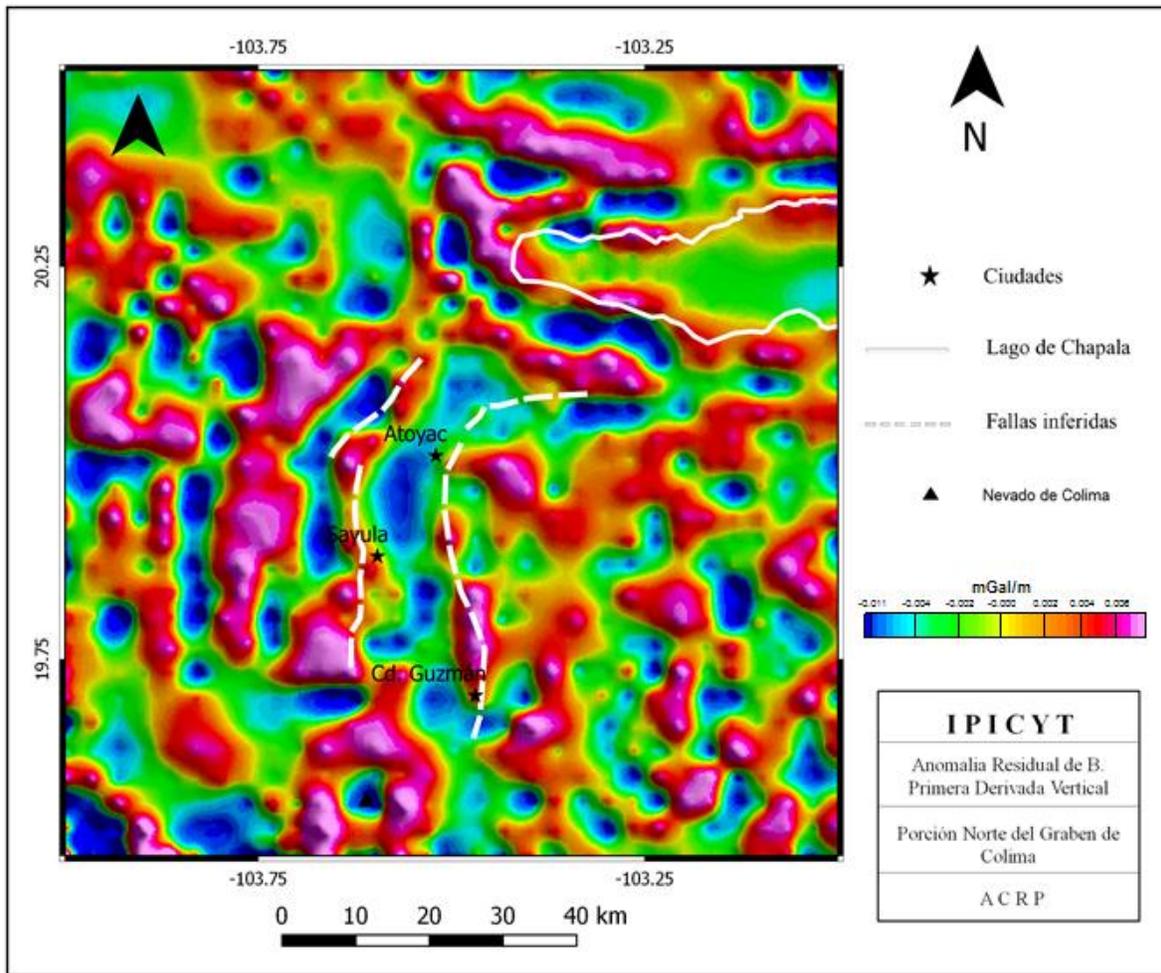


Figura 20. Primera Derivada Vertical

En el mapa de la Primera Derivada Vertical (Figura 20) se observa la tendencia de las orientaciones preferenciales de las anomalías gravimétricas. Dichas anomalías coinciden con las alineaciones de estructuras geológicas regionales:

1. Graben de Colima (orientación N-S)
2. Graben de Chapala (orientación E-W)
3. Graben Tepic-Zacoalco (orientación NE-SW)

Se observa un patrón de bajas magnitudes contrastando con altas en las anomalías que bordean el graben de Chapala, sobre todo en las zonas densamente falladas. Sin embargo dicho patrón solo se observa en el flanco W del Graben de Colima y con menor contraste de anomalías en el Graben Tepic-

Zacoalco. Este patrón también se observó en las anomalías magnéticas (Figuras 10, 12 y 13). El análisis de dichos mapas puede sugerir la prolongación de fallas.

Primera Derivada Horizontal

Al mapa de la Anomalía Residual (Figura 19) se le aplicó el filtro matemático de la Primera Derivada Horizontal (1aDH), este filtro se utilizó para realzar las altas frecuencias en dirección horizontal (x) y definir los bordes de las anomalías superficiales.

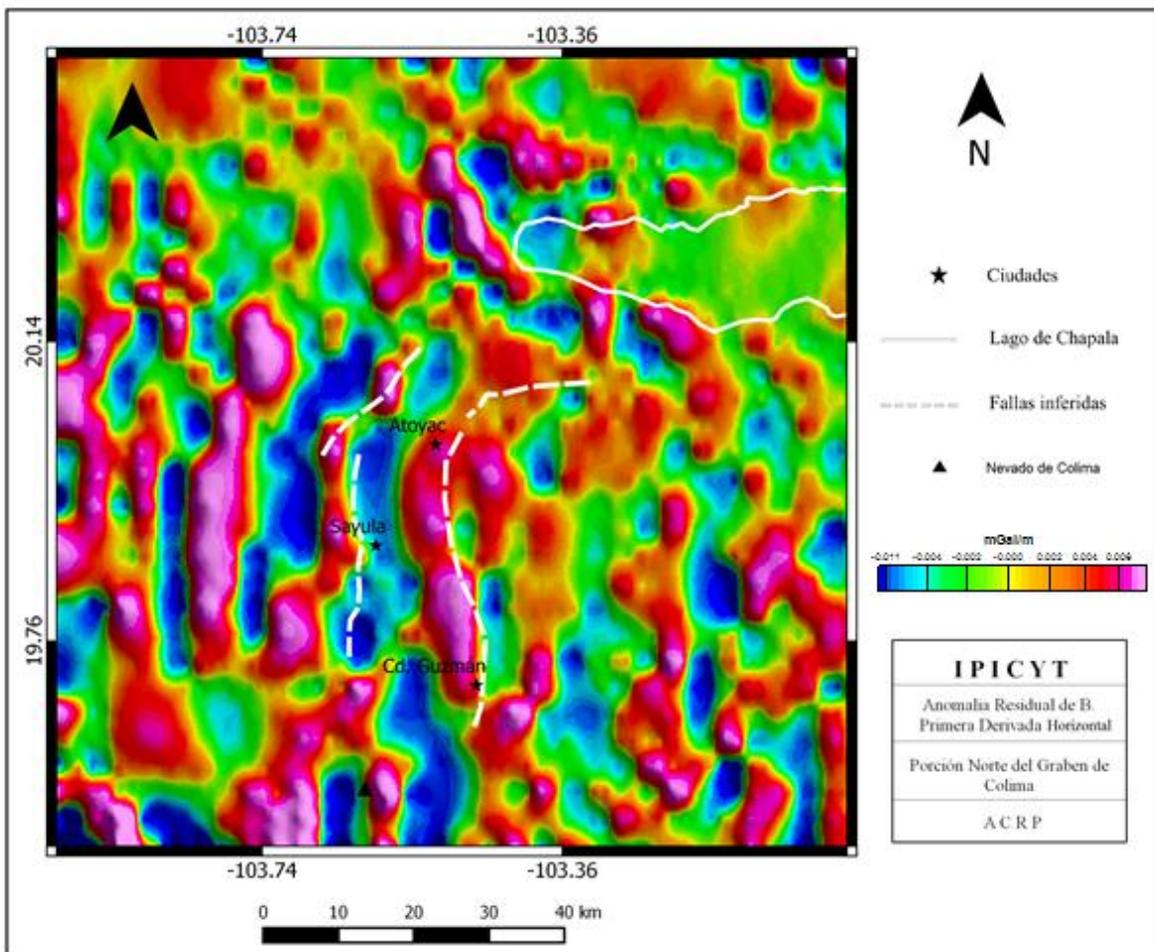


Figura 21. Primera Derivada Horizontal (1aDH) de gravedad.

En el mapa de la 1aDH se observa una mejor definición de las anomalías orientadas al Graben de Colima (N-S). Hacia la parte W del área se distingue un contraste bien marcado de anomalías altas y bajas que podría interpretarse como

una diferenciación en la densidad de las rocas. Hacia la parte E predominan la alineaciones N-S.

En la parte norte no se distingue con claridad los lineamientos asociados a los graben de Chapala (E-W) y Tepic-Zacoalco (NW-SE), lo cual tiene que ver con el filtro aplicado (1aDH) ya que solo realiza los bordes de las anomalías orientadas N-S, lo mismo ocurre en las cercanías del volcán Nevado de Colima.

5.3. Modelos Gravimétricos

Se eligió el mapa de la Anomalía Residual de Bouguer de gravedad terrestre para realizar 3 perfiles gravimétricos (Figura 22). Los perfiles se realizaron tomando en cuenta anomalías gravimétricas y magnéticas, topografía del terreno y la carta geológica (SGM, 2000).

La posición de los perfiles se determinó de acuerdo a la distribución de las estaciones gravimétricas, buscando que se localizaran en zonas de mayor número de estaciones para obtener una interpolación de los datos más precisa. Otro criterio de elección se basó en definir sitios que mejor definieran la estructura de la Porción Norte del Graben de Colima. Como resultado se muestran tres perfiles gravimétricos (A-A', B-B' y C-C'), localizados en la parte norte, central y sur del graben (Figura 22).

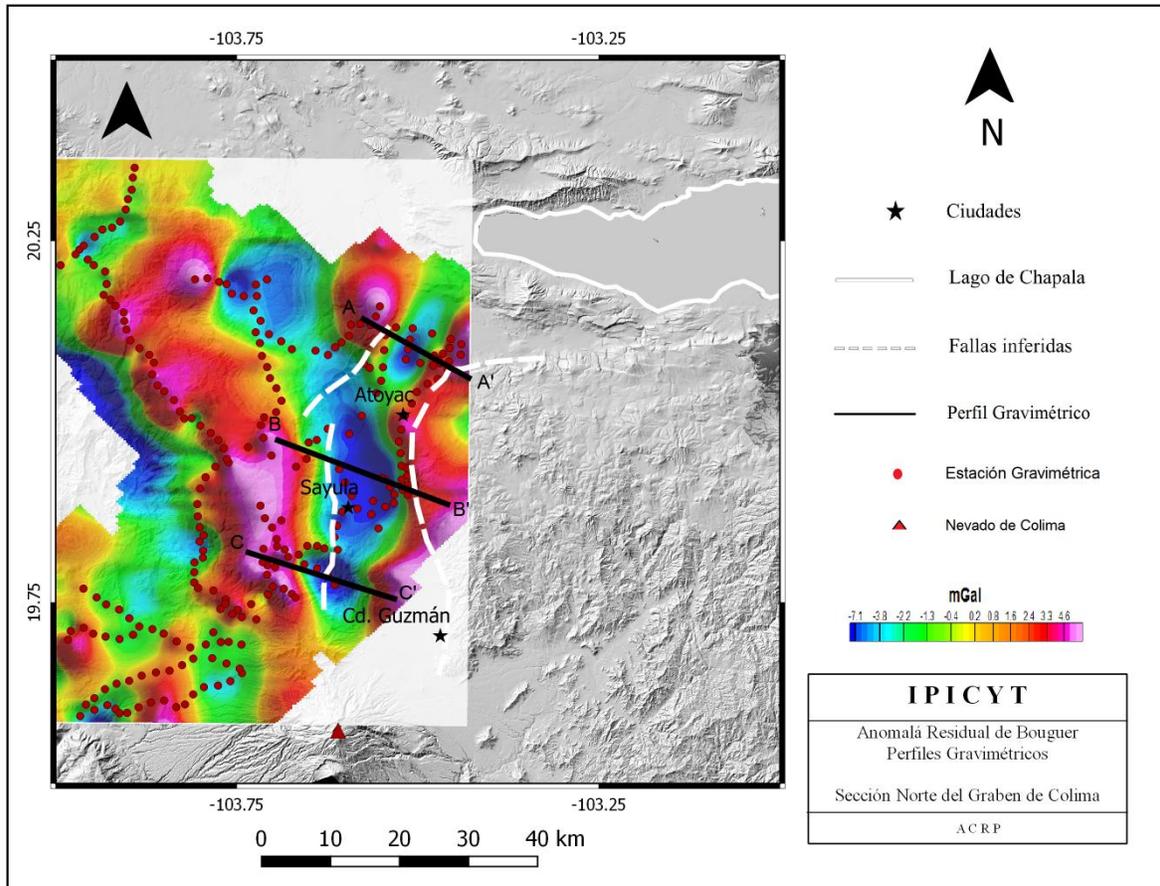


Figura 22. Perfiles Gravimétricos.

5.3.1. Perfil A-A'

El perfil A-A' está localizado al norte del Graben de Colima, atraviesa perpendicularmente a la estructura, tiene una orientación NW-SE y una longitud de 17.7 km (Figura 23). Las anomalías gravimétricas para este perfil varían de -6 a 6 mGal. Las magnitudes más altas corresponden a las zonas montañosas que flanquean al graben, mientras que las más bajas se correlacionan con el relleno sedimentario.

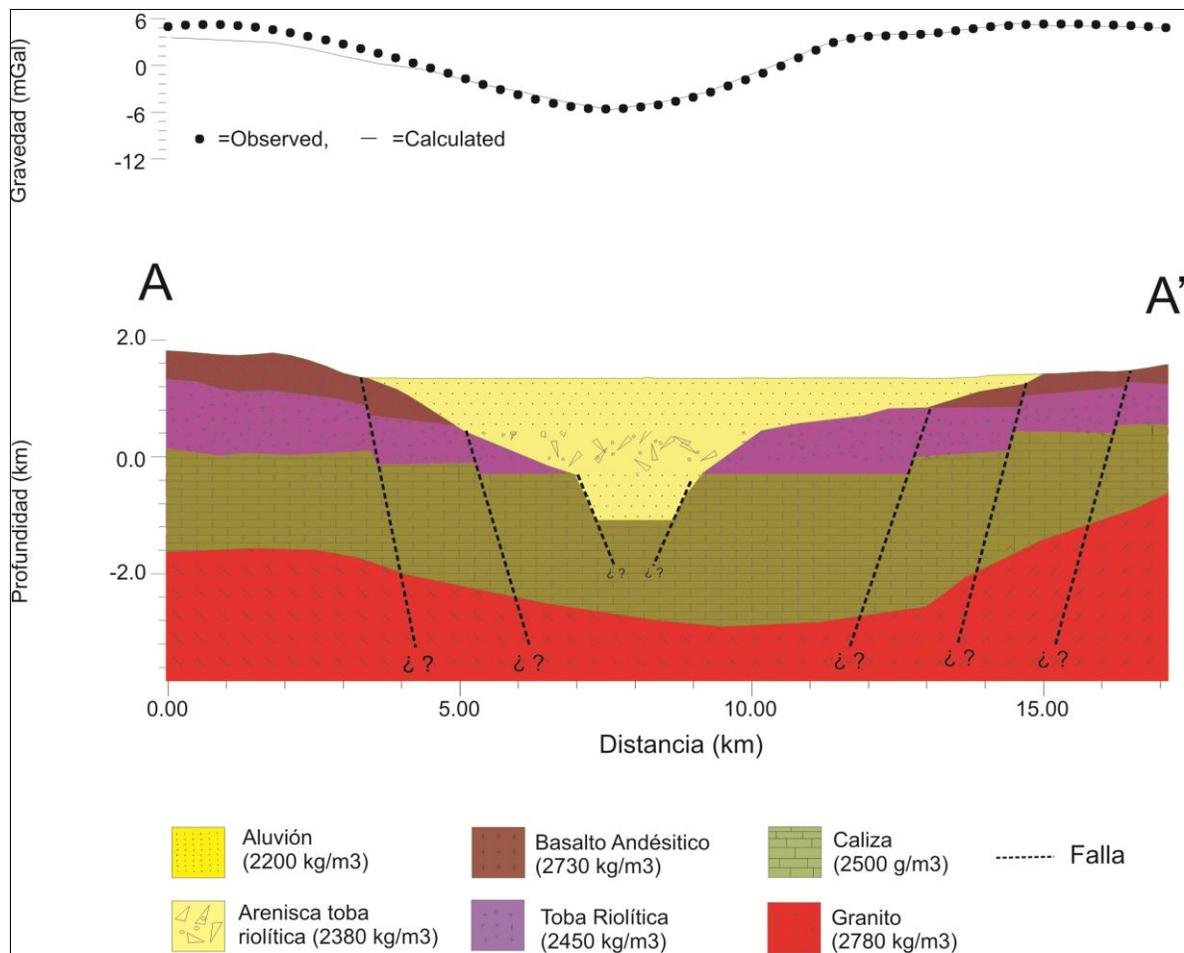


Figura 23. Perfil A-A'

Geológicamente se identificaron 6 unidades (Figura 23), cuyos espesores y longitudes se muestran en la Tabla 3:

Tabla 3. Espesores y longitudes de las unidades geológicas del perfil A-A'

Unidad Geológica	Longitud (km)	Espesor de la capa (km)
Aluvión	10.7	1.2
Arenisca Toba Riolítica	5.0	0.9
Basalto Andesitico	9.5	0.65
Toba Riolítica	14.5	0.95
Caliza	17.7	1.0-2.5
Granito	17.7	Indefinido

Se distingue un sistema de fallas normales, de las cuales, aquellas cubiertas por el relleno sedimentario se infirieron a partir de observaciones de anomalías gravimétricas y magnéticas (Figuras 10, 12, 13 y 20). El espesor máximo del relleno sedimentario del graben se estima alrededor de 2000 m y la profundidad del basamento de -1700 a -2800 m, con respecto al nivel del mar.

5.3.2. Perfil B-B'

El perfil B-B' está localizado en la parte central de la porción norte del Graben de Colima, atraviesa perpendicularmente a la estructura, tiene una orientación NW-SE y una longitud de 26.4 km (Figura 24).

Las anomalías gravimétricas para este perfil varían -6 a 6 mGal. Las magnitudes más altas corresponden a las sierras montañosas que flanquean al graben, mientras que las más bajas se correlacionan con el relleno sedimentario.

Geológicamente se identificaron 6 unidades (Figura 24), cuyos espesores y longitudes se muestran en la Tabla 4:

Tabla 4. Espesores y longitudes de las unidades geológicas del perfil B-B'

Unidad Geológica	Longitud (km)	Espesor de la capa (km)
Aluvión	14.0	0.8
Arenisca Toba Riolitica	10	1.1
Basalto Andesitico	13.4	1.0
Toba Riolitica	17.8	0.95
Caliza	26.4	1.0-2.8
Granito	26.4	Indefinido

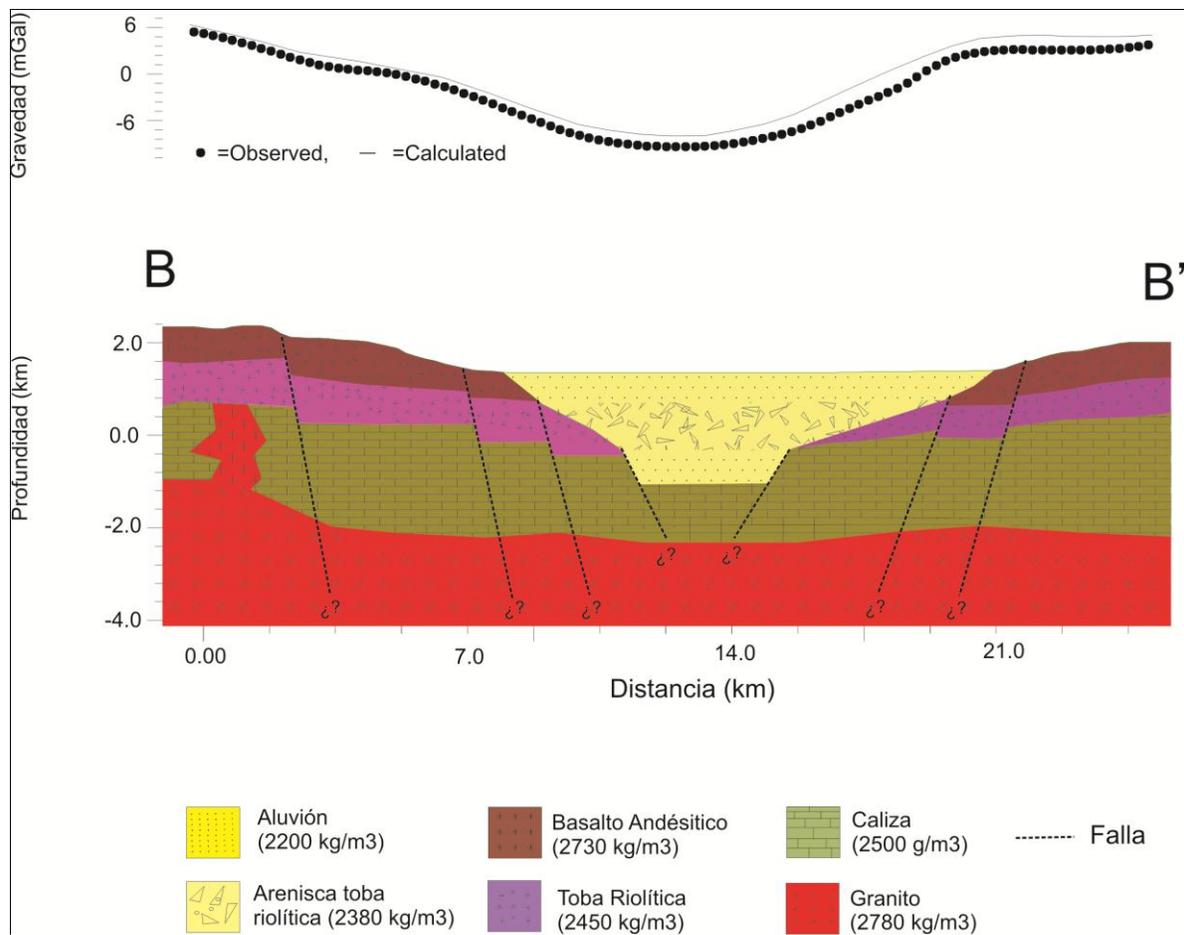


Figura 24. Perfil B-B'

El espesor máximo del relleno sedimentario del graben se estima alrededor de 2400 m y la profundidad del basamento varía de -1500 a -2800 m (con respecto al nivel del mar). Se distingue un sistema de fallas normales, de las cuales, aquellas cubiertas por el relleno sedimentario se infirieron a partir de observaciones de anomalías gravimétricas y magnéticas (Figuras 10, 12, 13 y 20).

5.3.3. Perfil C-C'

El perfil C-C' está localizado al sur de la porción norte del Graben de Colima, atraviesa perpendicularmente a la estructura, tiene una orientación NW-SE y una longitud de 22.5 km (Figura 25).

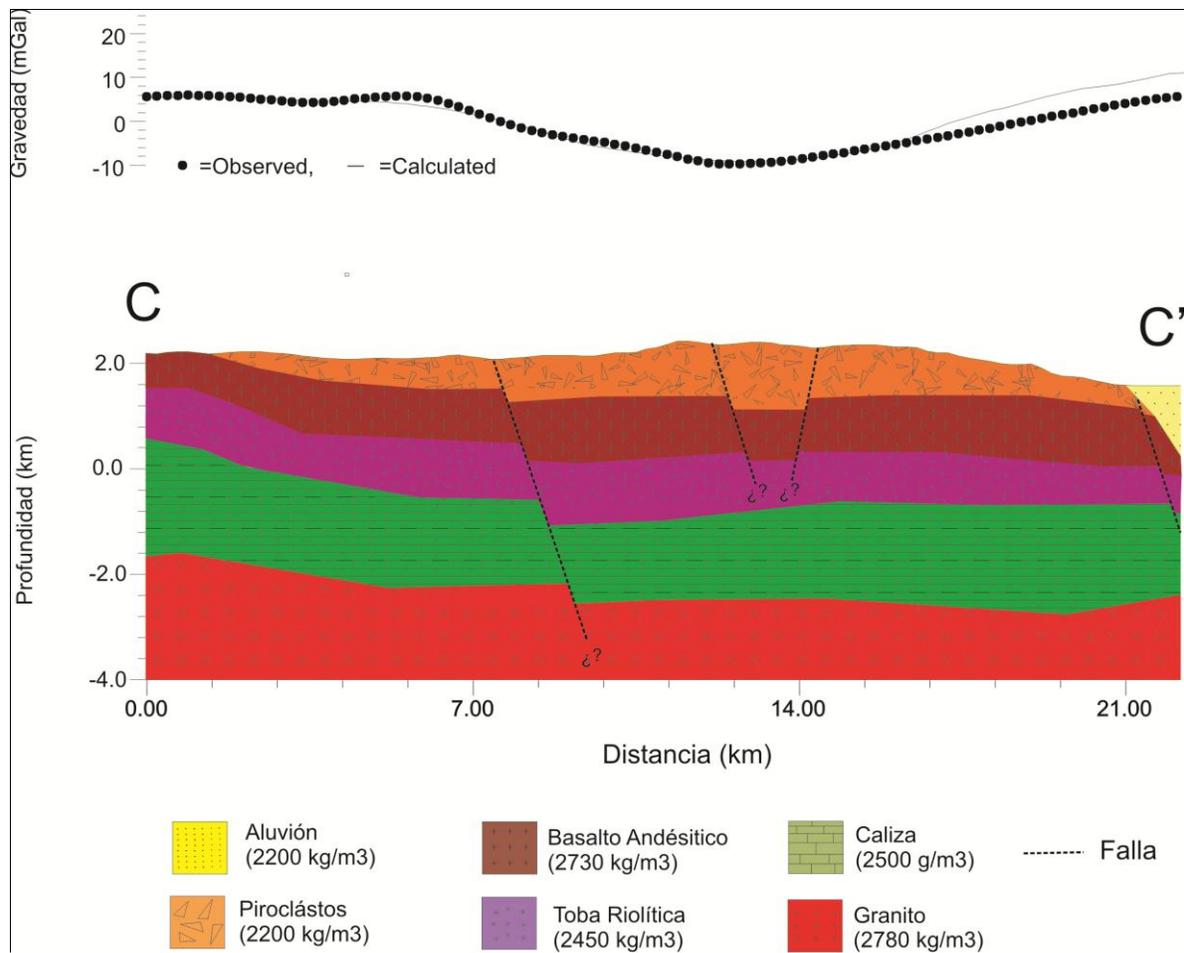


Figura 25. Perfil C-C'

Las anomalías gravimétricas para este perfil varían -8 a 7 mGal. Las magnitudes más altas corresponden a sierras montañosas, mientras que las más bajas se correlacionan con una zona de fallas normales.

Geológicamente se identificaron 6 unidades, cuyos espesores y longitudes se muestran en la Tabla 5:

Tabla 5. Espesores y longitudes de las unidades geológicas del perfil C-C'

Unidad Geológica	Longitud (km)	Espesor de la capa (km)
Aluvión	0.6	0.8
Flujos Piroclásticos	20	1
Basalto Andesítico	21	1.2
Toba Riolítica	26.4	0.95
Caliza	26.4	2.2
Granito	26.4	Indefinido

El espesor del basamento varía de -1800 a -2400 m (con respecto al nivel del mar). Se distingue un sistema de fallas normales, de las cuales, las fallas centrales fueron mapeadas a partir de la carta geológica del SGM (2000) y coinciden con la anomalía gravimétrica, mientras que las fallas laterales fueron inferidas a partir de rasgos topográficos, y observaciones de anomalías gravimétricas y magnéticas (Figuras 10, 12, 13 y 20).

5.4. Mapa Estructural de la Porción Norte del Graben de Colima

Las anomalías observadas en los mapas gravimétricos y magnéticos (Figuras 10, 12, 13, 20, 22, 23 y 24) asociadas a lineamientos de fallas a lo largo de la Porción Norte del Graben de Colima, correlacionadas con información geológica y topográfica, permitieron inferir fallas no observadas en la cartografía geológica (SGM, 2000). Como resultado del análisis de dichas anomalías se realizó un mapa estructural (Figura 26) del área de estudio que actualiza las interpretaciones del sistema de fallas del Graben de Colima.

Se infirió la presencia de fallas internas (cubiertas por material de relleno) y externas (en los flancos del graben):

- Fallas internas: (1) al W, de 28 km de longitud y (2) al E, de 30 km de longitud.
- Fallas externas: (1) flanco W, de 48.3 km y (2) flanco E, de 61.4 km.

En la Figura 26 se distinguen las principales fallas del área de estudio, las fallas cartografiadas a partir de información obtenida por parte del SGM (2000) se muestran en color azul, mientras que las inferidas a partir de la presente investigación se muestran en rojo.

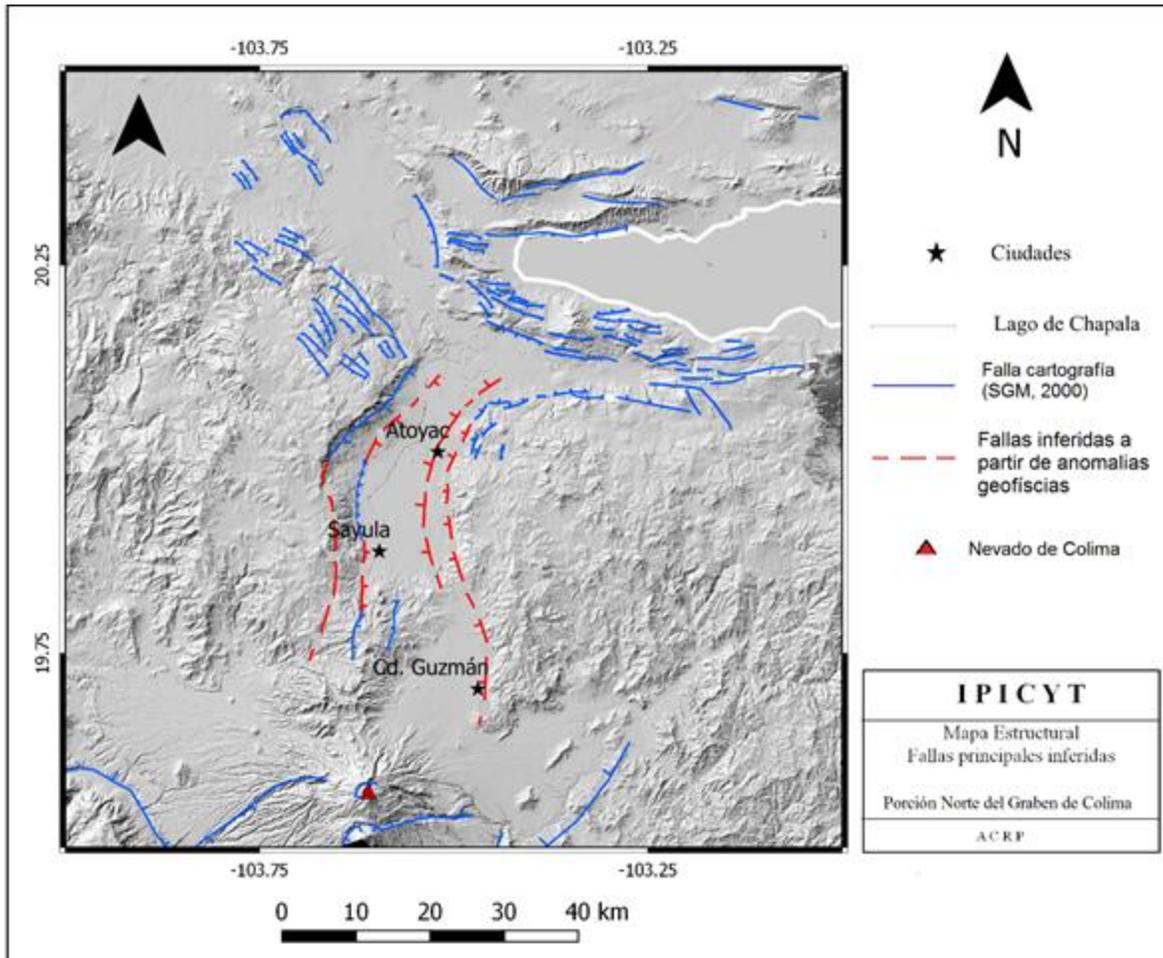


Figura 26. Mapa estructural de las principales fallas de la Porción Norte del Graben de Colima.

5.5. Topografía del Basamento

Los mapas de basamento fueron construidos con cada valor de profundidad obtenido a partir de los espectros de potencia calculados para el tamaño de ventana propuesto, basado en la metodología de Spector y Grant (1970). Se generaron dos mapas de basamento: (1) a partir de información aereomagnética (CMR RP) y (2) a partir de información de gravedad satelital (Anomalía de Bouguer).

5.5.1. Basamento generado a partir de datos de gravedad satelital

El mapa de basamento (Figura 27) se realizó identificando el contraste de densidades de las capas superiores y del basamento cristalino. En el mapa se puede observar la configuración topográfica de del basamento. La cota más alta es de -1931 m, mientras que la más baja es de -4274 m. La distribución preferencial de las cotas más altas se localizan en la parte N y SW del área, las cotas más bajas (que representan las zonas del basamento más profundas) presentan una distribución irregular. La mayor parte del área se caracteriza por tener profundidades del orden de -3500 a -4000 m.

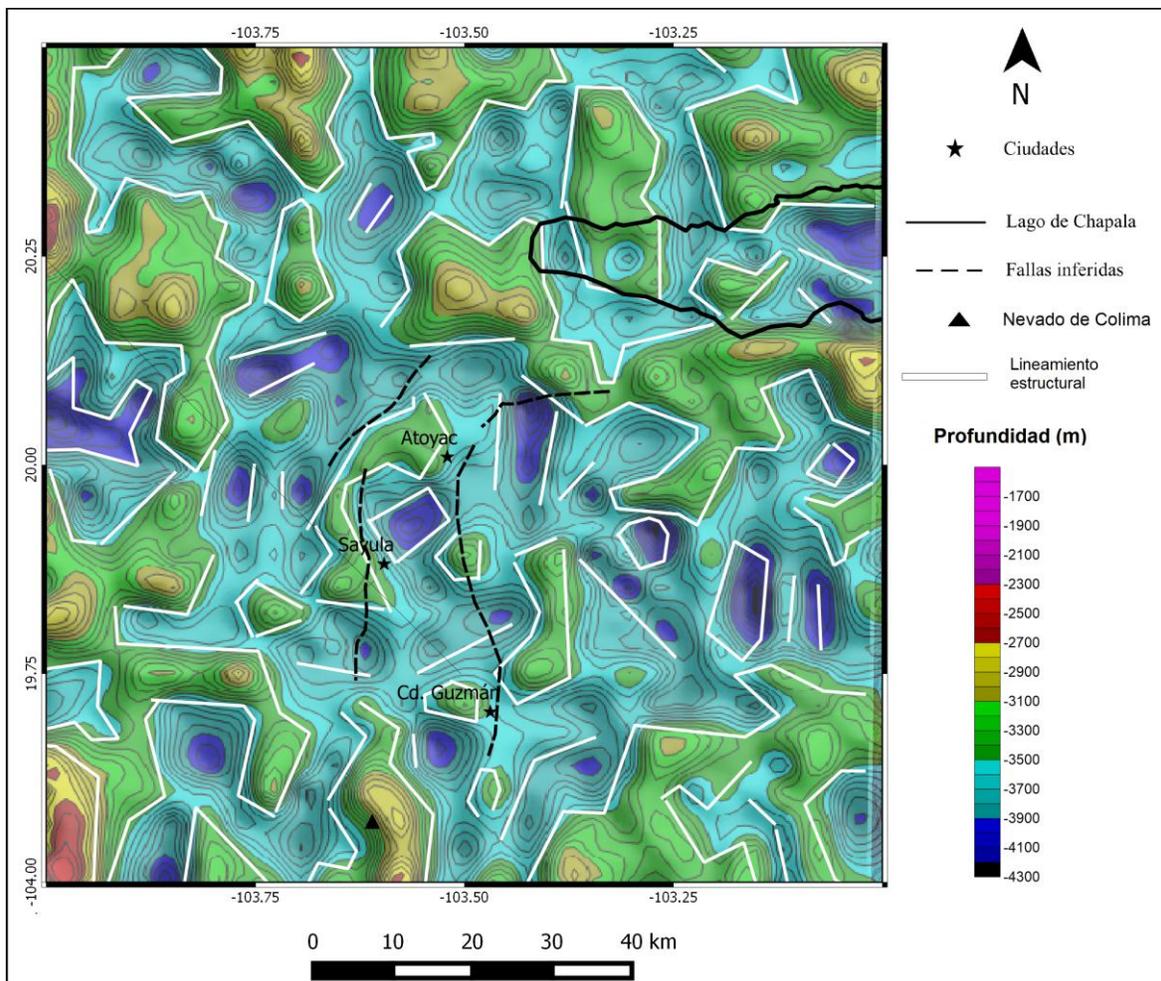


Figura 27. Mapa de topografía del basamento generado a partir de la anomalía de Bouguer.

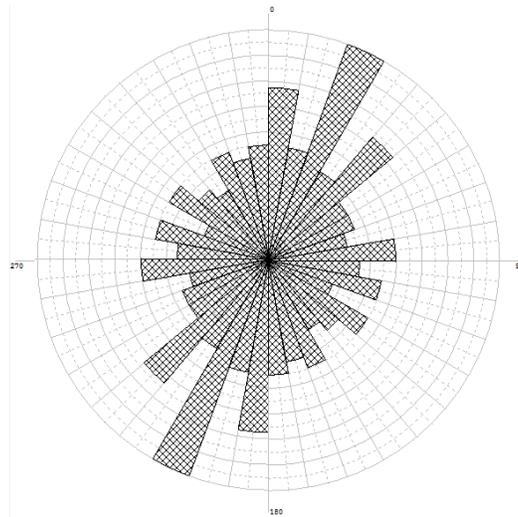


Figura 28. Diagrama de rosetas de lineamientos estructurales del basamento.

El diagrama de rosetas (Figura 28) muestra la distribución preferencial de los lineamientos estructurales del basamento, se observa el predominio de lineamientos con rumbo N25°E, seguida de lineamientos con rumbo N8°E y N45°E respectivamente.

En las cercanías del Graben de Chapala se identifican lineamientos en sentido E-W y N-S, las profundidades del basamento para esta zona van de -3000 a -4000 m. En el área que corresponde a la fosa tectónica se observa una topografía irregular.

El Graben de Colima se encuentra delimitado en su extremo norte por una estructura orientada E-W y NW-SE y cuya profundidad es del orden de -3500 a -2800 m. En los flancos del Graben las profundidades son del orden de -4200 a -3500 m, se distingue una estructura alineada a las fallas del flanco W con profundidades de -3500 a -3000 m. En el extremo norte del flanco E se localiza una fosa de 10 km de longitud, con profundidades de -4200 a -4000. Hacia la parte sur del Graben se identifica una estructura orientada N-S, con profundidades de -3500 a -2600 m, asociada al volcán Nevado de Colima. En el área correspondiente a la fosa del Graben se muestra una topografía irregular, sin embargo se observa predominio de profundidades del orden de -3800 a 3500m, también se distinguen dos depresiones de forma circular y profundidades de hasta

-4100 m: la primera localizada en la parte central, con una longitud de 6 km; la segunda localizada en la parte sur, con una longitud de 3 km.

5.5.2. Basamento generado a partir de datos aeromagnéticos

El mapa de basamento (Figura 29) se realizó identificando el contraste de susceptibilidades magnéticas de las capas superiores con el basamento cristalino.

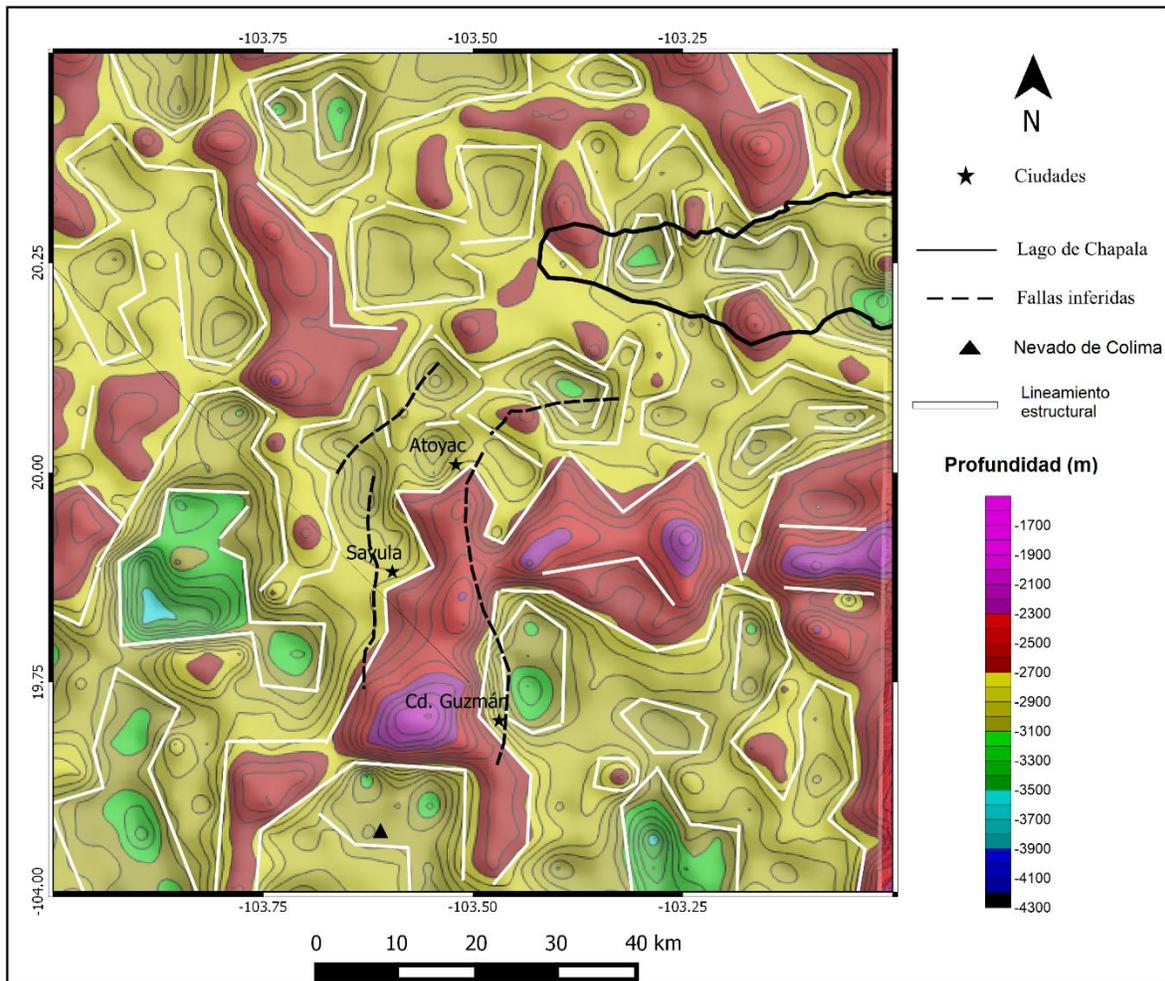


Figura 29. Mapa de topografía del basamento generado a partir de magnetometría aérea.

La cota más alta es de -2090 m, mientras que la más baja es de -3400 m. La distribución de las cotas más altas (> -2500 m) se sitúan en centro y este del área, en lo que asemeja ser una cordillera orientada N-S, con una ramificación E-W, se distinguen algunas otras estructuras aisladas distribuidas al norte del área con orientaciones NW-SE y E-W. Las cotas más bajas (< -3000 m) se localizan al este

y sur del área y en menor proporción en la parte norte. La mayor parte del área se caracteriza por presentar profundidades entre -3000 y -2700 m.

En las cercanías del Graben de Chapala se observa una topografía de basamento irregular, con profundidades variadas (-3300 a -2500 m) y lineamientos irregulares.

Las profundidades del basamento en el Graben de Colima son variadas: en el flanco W son del orden de -3100 a -2800 m; en el flanco E van de -3000 a -2300 m; hacia la parte sur (en las proximidades del Nevado de Colima) se observa un contraste de bajas (-3000 -2700 m) a altas (-2800 -2200 m) profundidades; en el área correspondiente a la fosa del graben se distingue una estructura alineada N-S con profundidades de -2800 a -2200 m.

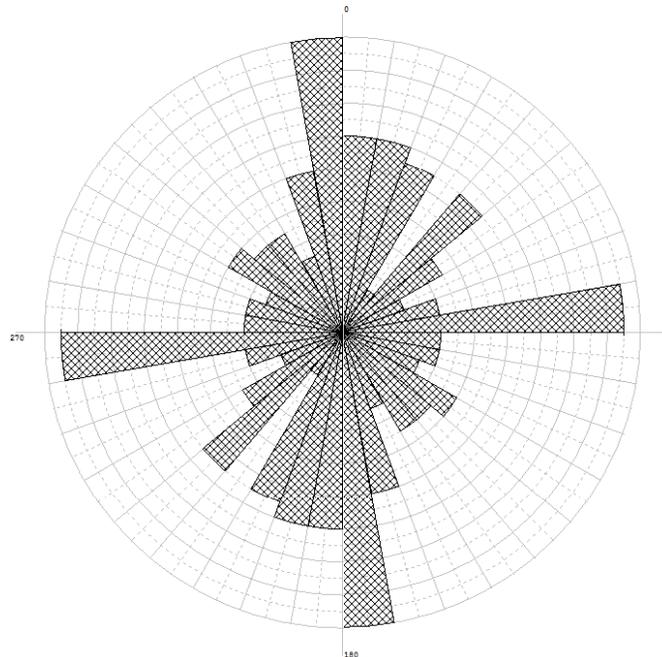


Figura 30. Diagrama de rosetas de lineamientos estructurales del basamento

En el diagrama de rosetas (Figura 30) se distingue el predominio de lineamientos con rumbo N5°W, seguida de lineamientos N88°E y N15°E respectivamente.

5.5.3 Perfiles del Basamento

Para identificar las diferencias en las profundidades del basamento generadas a partir de los datos gravimétricos y aeromagnéticos se realizaron tres perfiles localizados en la parte norte, central y sur del Graben de Colima (Figura 31). La

ubicación de los perfiles del basamento tomó en cuenta la posición de los perfiles de gravedad terrestre y prolongó su extensión para poder observar características regionales del basamento. En la Figura 31 se distinguen tres líneas: topografía, basamento magnético (B.M.) y basamento gravimétrico.

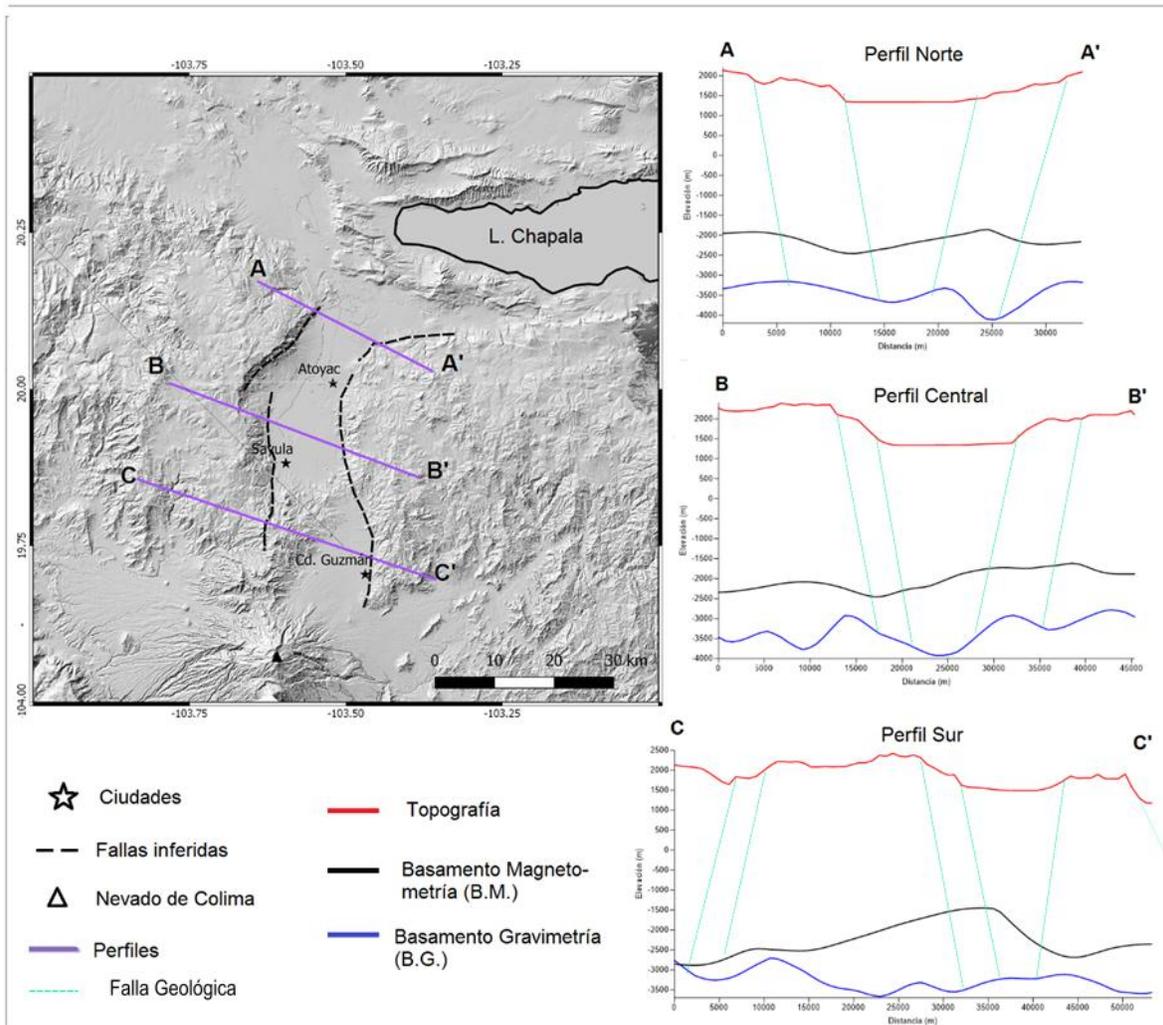


Figura 31. Perfiles del Basamento.

Perfil Norte. De 33.5 km de longitud y orientación NW-SE. Se observa una tendencia similar en el comportamiento del basamento para ambas líneas (B.M. y B.G.) desde el comienzo del perfil hasta los 20 km de longitud, aunque difieren en las profundidades (hasta 1500 m), siendo el perfil gravimétrico el más profundo. Hacia el final del perfil, a los 25 km de longitud se presenta la diferencia más amplia de profundidades (2100 m), en esta zona el perfil gravimétrico muestra una depresión, mientras que el perfil magnético muestra un pico.

Perfil Central. De 44.6 km de longitud y orientación NE-SW. La diferencia de profundidades del basamento adquiere su mayor amplitud (2200 m) a los 25 km del perfil. La línea B.G. muestra una topografía accidentada del basamento, en contraste con la topografía suavizada de la línea B.M. A partir de los 5 hasta los 25 km se observa una diferencia notable en el comportamiento de ambas líneas. En la línea B.G. se distingue una depresión que coincide con la fosa del graben entre los 15 y 30 km del perfil, lo que podría indicar una posible relación con la topografía superficial. Para la línea B.M. las profundidades varían entre -2400 y -1800 m, mientras que para la línea B.G. las variaciones son de -3950 a -3000 m.

Perfil Sur. De 53 km de longitud y orientación NE- SW. En los primeros 12 km del perfil ambas líneas (B.M y B.G.) tienen un comportamiento similar, incluso la diferencia de profundidades es relativamente corta. A partir de los primeros 12 km hasta el final del perfil las líneas difieren en gran medida, alcanzando su diferencia más amplia (2800 m) a los 33 km. Para la línea B.M. las profundidades varían entre -1550 y -2900 m, mientras que para la línea B.G. las variaciones son de -2800 a -3700 m.

Del análisis de los tres perfiles se observa que la línea B.G. presenta mayores profundidades, así como una topografía más accidentada. Las diferencias en profundidades para ambas líneas (B.M. y B.G.) son de hasta 2800 m y en zonas muy puntuales llegan a coincidir, siendo estas muy escasas. En algunas zonas (p.ej. perfil norte) se observa que ambas líneas conservan una tendencia semejante, a pesar de presentar diferentes valores de profundidad. Aparentemente no se distingue una relación estructural bien definida del basamento con la topografía del Graben de Colima, excepto ciertas características de la línea B.G. observadas en el perfil central. Las diferencias entre las líneas B.M y B.G. del basamento se deben probablemente a que no hay un contraste bien marcado de las características físicas analizadas (densidad, susceptibilidad magnética) que logre distinguir el basamento de sus capas superiores.

6. CONCLUSIONES

El análisis de las anomalías aeromagnéticas y gravimétricas demostró ser una herramienta eficaz para determinar estructuras geológicas que se encuentran cubiertas o enmascaradas por unidades litológicas superficiales.

Se identificaron seis Dominios Aeromagnéticos (DAM) los cuales se clasificaron de acuerdo a sus amplitudes, longitud de onda y frecuencias. Dichos dominios se correlacionaron geológicamente con diversas unidades geológicas, lo que permitió observar comportamientos y tendencias regionales. Los DAM asociados a la porción norte del Graben de Colima son: DAM II, localizado en la parte central, correspondiente a rocas vulcano-sedimentarias; y DAM IV, localizado en el flanco occidental, asociado a flujos basáltico-andesíticos.

La aplicación de los filtros matemáticos de las primeras derivadas y señal analítica permitió inferir fallas que no habían sido cartografiadas antes (SGM, 2000), incluso fallas cubiertas por el relleno sedimentario y definir con mayor precisión estructuras regionales.

Los lineamientos aeromagnéticos mostraron direcciones preferenciales en favor de las estructuras regionales, p.ej.: al NE del área se identificaron lineamientos E-W, alineados al Graben de Chapala; al NW los lineamientos se orientaron NW-SE, al igual que el Graben Tepic Zacoalco; en la parte central las alineaciones preferenciales fueron N-S, mismas que el Graben de Colima.

El mapa de Anomalía Residual de Bouguer de gravedad terrestre permitió delimitar la fosa del graben, identificándola como una zona de anomalías negativas (-7 a -3.8 mGal). Mientras que los flancos se caracterizaron por presentar anomalías positivas (> 2.4 mGal), a excepción de una región localizada al NW de Atoyac en la cual cambia el patrón observado, presentando anomalías negativas (< -1.3 mGal) orientadas NW-SE.

En el mapa de la Anomalía Residual de Bouguer de gravedad satelital se observaron rasgos estructurales regionales, por ejemplo:

(1) Graben de Chapala, cuya fosa posee anomalías negativas (≈ -10.5 mGal) que aumentan gradualmente hacia sus flancos (≈ 8 mGal) para luego volver a descender en los valles (≈ -15 mGal);

(2) Graben de Colima, con anomalías negativas (-28 a -10 mGal) asociadas al relleno sedimentario y positivas (≈ 15 mGal) en el flanco W. Hacia el flanco E, las anomalías no se definen con claridad.

(3) Volcán Nevado de Colima, presenta una anomalía negativa (≈ -29 mGal) de forma circular, de 90 km^2 de área, asociada a la cámara magmática.

Los modelos realizados a partir de perfiles gravimétricos permitieron inferir los espesores del relleno sedimentario de la Porción Norte del Graben de Colima, los cuales variaron de 2100 al norte, a 2200 en la parte central. Hacia la parte S no se pudo definir el espesor por falta de datos de gravedad terrestre en esa zona.

Se infirió la presencia de fallas internas al graben cubiertas por material de relleno: (1) al W, de 28 km de longitud y (2) al E, de 30 km de longitud. Así mismo, se infirieron fallas en los flancos: (1) flanco W, de 48.3 km y (2) flanco E, de 61.4 km.

Se generaron dos mapas de la topografía del basamento (Figuras 27 y 29). El mapa generado a partir de datos gravimétricos (Figura 27) presentó profundidades de -1931 a -4274 m, mientras que el mapa generado a partir de datos aeromagnéticos (Figura 29) mostró profundidades de -2090 a -3400 m. Las diferencias entre ambos mapas se deben probablemente a que no hay un contraste bien marcado de las características físicas analizadas (densidad, susceptibilidad magnética) que logre distinguir el basamento de sus capas superiores, sin embargo, tomando en cuenta el contraste de dichas propiedades resultó más confiable la interpretación del basamento a partir de datos gravimétricos. Aparentemente no se muestra una relación clara entre la topografía superficial con la topografía del basamento.

El análisis conjunto de los métodos geofísicos aplicados demostró ser útil para lograr los objetivos propuestos. Con la investigación presentada se actualizan y

amplían las interpretaciones de la Porción Norte del Graben de Colima y se sientan las bases para futuras investigaciones.

REFERENCIAS

Allan J. F. 1981. The Colima graben, SW Mexico. EOS Transactions. Am Geophysic Union 62 (45):1034

Allan, J. F. 1985. Sediment depth in the Northern Colima graben from 3-D interpretation of gravity. Geofís. Int., 24, 1, 21-31

Allan, J. F. 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. Geol. Soc. Amer. Bull., 97, 473-485.

Allan J. F., Nelson S., Luhr J. F., Carmichael I.S.E., Wopat M. and Wallace J.P. 1991. Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making. AAPG Memoir, 47, 425-445

Allmendinger, R. W., Sharp, J. W., Von Tish, D., Serpo, L., Brown, L., Kaufman, S., Oliver, J., and Smith, R. B. 1983. Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Basin and Range province, Utah, from COCORP seismic-reflection data: Geology, v. 11, p. 532-536.

Atwater, T. 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. Geological Society of America Bolletin, V. 8, p. 3513-3536.

Bandy, W. L. 1992. Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: implications for plate fragmentation, Ph. D. Thesis, Texas A&M University, College Station, Texas, 195.

Bandy, W. L., C. A. Mortera-Gutierrez and J. Urrutia-Fucugauchi. 1993. Gravity field of the southern Colima graben, Mexico. Geofís. Inter., 32, 561-567.

Bandy, W. L., C. A. Mortera-Gutierrez and J. Urrutia-Fucugauchi and T. W. C. Hilde. 1995. The subducted Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift. Geophys. Res. Lett., 22, 3,075-3,078.

Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, pp, 359–383.

Baranov V. and Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, 29, 69-79

Bourgeois, J. and Michaud F. 1991. Active fragmentation of the North American plate at the Mexican triple-junction area off Manzanillo, *Geo- Marine Lett.*, 11, 59-65.

Briggs, I.C., 1974, Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39: 39–48.

Brown, L D., Chapín, C. E., Síncord, A. R., Kaufman, S., and Oliver, J. 1980. Deep structure of the Rio Grande Rift from seismic reflection: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, no. B9, p. 4773-4800.

Burger, R, A. F. Sheehan and C.H. Jones. 2006. *Introduction to Applied Geophysics, exploring the shallow subsurface*. W. W. Norton & Company. New York. London.

Campos-Enríquez J.O. y Alatorre-Zamora M.A. 1998. Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*. Vol. 37, Num. 4: 263-282

Carmichael, I.S.E., Turner F. J., Verhoogen J. 1974. *Igneous Petrology*: New York, McGraw-Hill, 739p.

Cantos, F. 1974. *Tratado de Geofísica Aplicada*. Litotrip, España.

Carr, M. J., Stoiber, R. L, and Drake, C. L. 1974. The segmented nature of some continental margins, in Burk, C. A., and Drake, C. L, eds., *The geology of continental margins*: New York, Springer-Verlag, p. 105-114

Cortés, A., V. H. Garduño-Monroy, C. Navarro-Ochoa, J. C. Komorowsk, R. Saucedo, J. L. Macias, J. C. Gavilanes. 2005. Cartas Geológicas y Mineras 10. Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Escala 1:10,000, mapa con texto explicativo 37, 15.

Dean, W. C. 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation: *Geophysics*, pp. 23, 97–127.

DeMets, C. and Stein S. 1990. Present-Day kinematics of the Rivera plate and Implications for tectonics in southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.* 95:21931-21948.

DeMets, C. and Traylen S. 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, *Tectonophysics*, 318, 119-159.

Diaz, E. C., y Mooser, F. 1972. Formación del graben Chapala: *Sociedad Geológica Mexicana, Memoria II Convención Nacional*, p. 144-145.

Eaton, G. P. 1980. Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin and Range province, in *Continental tectonics: Washington, D.C., National Academy of Sciences*, p. 96-113.

Eaton, G. P. 1980. 1982, The Basin and Range province: Origin and tectonic significance: *Annual Review of the Earth and Planetary Sciences*, v. 10, p. 409-440.

Ferrari, L., G. Pasquaré, S. Venegas, D. Castillo, and F. Romero. 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block: *Geofís. Int.*, 33, 139-151.

Ferrari L. (1995). Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of the California. *Geol. Soc. of Am.*, 23, 8, 751-754.

Ferrari, L. and J. Rosas-Elguera (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift, *Tectonics and Volcanism of Mexico*, Geol. Soc. of Am., Special Paper, 334, 42-64.

Frey, M., R. A. Lange, C.M. Hall, H. Delgado-Granados and S.E. Carmichael. 2007. A pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 119, 1-2, 49-64.

Garduño-Monroy, V. H. Saucedo-Girón R., Jiménez Z., Gavilanes-Ruiz J.C., Cortés-Cortés A., Uribe-Cifuentes R.M., 1998. La falla de Tamazula, límite suroriental del bloque Jalisco y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 5, p. 132-144.

Hammer, S. 1939. *Terrain corrections for gravimeter stations*. *Geophysics* V. 4, 184-94.

Hansen, W. R. 1965. Effects of the earthquake of March 27, 1964, at Anchorage, Alaska: U.S. Geological Survey Professional Paper 542-A.

Heiskanen, W. A. y H. Moritz. 1990. *Physical Geodesy*. Institute of Physical Geodesy. Technical University. Graz, Austria

Henderson, R.G., Zietz, I., 1949, The computational of second vertical derivatives of geomagnetic fields: *Geophysics* 14, 508-516

Herrera, C., 1967, *Geología de los Volcanes de Colima* [Tesis Profesional]: Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

INEGI. 2006 [en línea]. Estación geodésica (consultado:05 de febrero 2014). Disponible en: <<http://geoweb.inegi.org.mx/MarcasGeodesicasPDF/generaPDF.do?id=210461&tipo=001>>

Keary, P., and Brooks, M., 1992: An introduction to geophysical exploration. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 254 pp.

Kostoglodov, V. and W. Bandy. 1995. Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates, *J. Geophys. Res.*, 100, 17, 977-989.

López-Loera H., Urrutia-Fucugauchi J. y Alva Valdivia L. M. 2010. "Magnetic Characteristics of Fracture Zones and Constraints on the Subsurface Structure of the Colima Volcanic Complex, Western Mexico". *Geological Society of America bulletin*. 6 no.1: 35-46.

López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L., 2011, Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México – implicaciones tectónicas y estructurales: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, núm. 3, p. 349-370.

Luhr J.F. and Carmichael ISE. 1981. The Colima Volcanic Complex, Mexico: part II. Late-Quaternary cinder cones. *Contrib Mineral Petrol* 76:127-147

Luhr J.F., Allan J.F., Carmichael I.S.E. and Nelson S. 1983. Pliocene-Recent rifting in southwestern Mexico: an incipient eastward spreading ridge jump of the EPR *EOS Trans Am Geophys Union* 64(45): 853

Luhr, J., S. Nelson, J. Allan, and I. Carmichael. 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump, *Geology*, 13, 54-57.

Manea, V.C., M. Manea, and L. Ferrari. 2013. A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 15, EGU2013-12219.

Michaud, F., J. Royer, J. Bourgois, B. Mercier de Lepinay and G. P. Liaudon. 1997. The Rivera fracture zone revisited, *Marine Geology*, 137, 3-4, 207-225.

Nabiaghian M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics* 39: 85-92

Nieto-Obregón J., J. Urrutia-Fucugauchi, E. Cabral-Cano and Guzmán de la Campa. 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico A paleomagnetic and structural study, *Tectonophysics*, 208, 365-376

Nixon, G. T. 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological society of America Bulletin*, v. 93, p. 514-523.

Norini G., Capra L., Gropelli G., Agliardi F., Pola A., and Cortes A. 2010. Structural Architecture of the Colima Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12209. Disponible en: <http://dx.doi.org/10.1029/2010jb007649>

Núñez Cornú, F. J. 2011. Peligro Sísmico en el Bloque de Jalisco, México. *Física de la Tierra Vol. 23 Núm. 1 (2011): 199-229.*

Pardo M. y Suárez G. 1993. Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2391-2394.

Quintero-Legorreta, O., F. Michaud, J. Bourgois, y E. Barrier. 1992. Evolución de la frontera septentrional del bloque de Jalisco, México, desde hace 17 Ma: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 10, 111-117.

Román Álvarez y Yutsis V. 2015. Southward Migration of Magmatic Activity in the Colima Volcanic Complex, Mexico: An Ongoing Process. Artículo en revisión. *International Journal of Geosciences*. (Con autorización).

Rosas-Elguera, J., L. Ferrari, V. H. Garduño Monroy and J. Urrutia-Fucugauchi. 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico, *Geology*, 24, 10, 921-924.

Salem, A. y Smith, R. 2005. Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting* 53: 83-89.

Seigel. 1995. "GRAVGUID" Scintrex Limited.

Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Sloan, R. & Pavlis, T. 1992. A geophysical investigation of the southern Jalisco Block in the state of Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31, 475–492.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1999. Carta Magnética de Campo Total. Guadalajara F13-12. Esc. 1: 250,000. Secretaría de Economía.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1999 (2). Carta Magnética de Campo Total. Colima, E13-3. Esc. 1: 250,000. Secretaría de Economía.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 2000. Carta geológico-minera Guadalajara F13-12. Esc. 1: 250,000. Secretaría de Economía.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 2008. Products of the Geological Survey of Mexico, Edición 2008, 24.

Singh, S. K., L. Ponce and S. P. Nishenko. 1985. The great Jalisco, Mexico, earthquakes of 1932: Subduction of the Rivera Plate, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75 5, 1301-1313.

Spector, A. y Grant, F. 1970. Statistical models for interpreting aero-magnetic data. *Geophysics*, 35, 293–302

Stewart, J. H. 1978. Basin-range structure in western North America: A review: *Geological Society of America Memoir* 152, p. 1-31.

Stock J. M. 1993. Tectónica de placas y la evolución del Bloque Jalisco, México. *GEOS, Bol. Unión Geofísica Mexicana*, Vol. 13, No 3, p. 3-9.

Stoiber, R. E, and Can, M. T. 1974. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America: *Bulletin Volcanologique*, v. 37, no. 33, p. 304-325.

Rosas-Elguera, J. and Urrutia-Fucugauchi J. 1998. Tectonic Control of the Volcano-Sedimentary Sequence of the Chapala Graben, Western Mexico, *International Geology Review*, 40, 350-362.

Rudman, Albert J., Robert Ziegler, and Robert F. Blakely. 1977. FORTRAN program for generation of Earth tide gravity values. Indiana Geological Survey Occasional Paper 22.

Talwani, M. & Heirtzler, J. R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape, Contribution No. 621 Columbia University, Lamont Geological Observatory, Palisades, N.Y.

Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M. 1959. Rapid computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, Journal of Geophysical Research. 64,49-59.

Telford, W. M., L. P. Geldart, R. E. Sheriff and D. A. Keys. 1987. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.

Urrutia-Fucugauchi, J. y González-Morán T. 2006. Structural pattern at the north western sector of the Tepic-Zacoalco rift and tectonic implications for the Jalisco Block, western Mexico, Earth Planets Space, 58, 1302-1308.

Urrutia Fucugauchi, J., Flores Ruiz, J.H., Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C. 1999. Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: Gravity models revisited: Geofisica Internacional, 38(4), 205-216.

Won, I. J., and M. Bevis, 1987, Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines: Geophysics, 52, 232–238.